

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ORIGEN Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL CINTURÓN DE  
INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO**

**TESIS**

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE**

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA**

**RENEÉ GONZÁLEZ GUZMÁN**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**OCTUBRE DE 2011**





# UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

## **ORIGEN Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO**

ELABORADA POR

**RENEÉ GONZÁLEZ GUZMÁN**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo.

---

**DR. FERNANDO VELASCO TAPIA**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**OCTUBRE DE 2011**



# UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

## **ORIGEN Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO**

ELABORADA POR

**RENEÉ GONZÁLEZ GUZMÁN**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo.

**COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN**

---

**DR. FERNANDO VELASCO TAPIA**

---

**DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO**

---

**DR. BODO WEBER**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**OCTUBRE DE 2011**

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

*La imaginación es la base del conocimiento científico.*  
(Anónimo)

# Dedicatoria

---

...con mucho amor a  
Aleida, gracias por compartir  $\sim 1.0 \times 10^1 a$

...con mucha paciencia a  
Samantha<sup>†</sup>, Dana Aimeé y Linus Luan

y con mucho respeto a  
J.J. González Espinosa<sup>†</sup>

# Agradecimientos

---

A la **Universidad Autónoma de Nuevo León**, por seguirme brindando una formación integral y consecuentemente a la **Facultad de Ciencias de la Tierra**, a todo el cuerpo académico, técnico y administrativo por el apoyo brindado durante tanto tiempo. A mi asesor de tesis, **Dr. Fernando Velasco Tapia**, por el tiempo y apoyo brindado para realizar esta tesis, así como sus consejos: “todo se lo debo a mi manager”. Al **Dr. Gabriel Chávez Cabello** por brindar su experiencia y conocimiento en la realización de este trabajo. Al **Dr. Bodo Weber** por su apoyo en la revisión y todas sus atenciones y facilidades, por permitirme trabajar en su laboratorio durante el estudio isotópico.

Al CONACyT, por admitirme como becario (BECA: 36537), además como participante en el proyecto “**Magmatismo, deformación y metalogenia Larámide: análisis de la subducción y el papel de la litósfera en el norte de México**” (clave: **49528-F**), el cual soportó la mayor parte del peso económico de este trabajo. Un agradecimiento especial al **Dr. Martín Valencia Moreno**, sin el cual no hubiera sido posible la realización de esta tesis.

En la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL: al Director: **Dr. Francisco Medina Barrera**, por todo su apoyo. A los integrantes del comité de Maestría: **Dr. Ignacio Navarro de León**, **Dr. Sóstenes Méndez Delgado** y **Dr. José Rosbel Chapa Guerrero**, a los docentes: **Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández**, **Mtra. Manuelita María González Ramos**, **Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta**, **M.C. Tomás Cossío Torres**, **M.C. Ángel García Peña**, **Dr. Dirk Massuch Oesterreich**, **M.C. Efraín Alva Niño**, **Lic. Roberto Soto Villalobos**, **M.C. Federico Viera Décida**, **M.C. Andrés Ramos Ledezma**, **Dr. Uwe Jenchen**, **M.C. Veronika Dülmer**, **M.C. Pedro Rodríguez Saavedra**, **Dr. Vsevolod Yutsis**. Al personal de laboratorio: **M.P. Victoriano Beraza**, **M.P. Gustavo González Avendaño** y **M.P. Guillermo Alanís**. También a la **Sra. Juana María Montes** por su trabajo administrativo.

En el Centro de Geociencias de la UNAM: a la **Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel**, por recibirme en este centro de investigación, a la responsable del laboratorio **M.C. Ofelia Pérez Arvizu**, por su colaboración, su tiempo y su enseñanza. A mis colegas y amigos **M.C. Alma Cristina Vázquez Duarte**, **M.C. Rodrigo León Loya** y al **Ing. Alejandro Manzano**, por darme morada en la ciudad de Querétaro.

En el CICESE un agradecimiento especial al **Ing. Gabriel Rendón Márquez**, por todas sus atenciones durante mi estancia, así como al personal administrativo: **Lic. Ivonne Pedrín Morales** y **Lic. Concepción González** por su excelente trabajo. Además de la **Dra. Juliana Estrada Carmona**, por su ayuda y su tiempo en el laboratorio ultralimpio del CICESE y en el LUGIS. También a la **M.C. Yoana Vargas Magaña**, por su amistad y colaboración.

En el Instituto de Geofísica de la UNAM: a todo el personal del LUGIS, en especial al **Dr. Peter Schaaf**, por recibirme en este centro de investigación, así como a la **M.C. Gabriela Solís Pichardo**, **Ing. Teodoro Hernández Treviño** e **Ing. Vianney Meza**, gracias por toda su colaboración y enseñanza.

A mis compañeros estudiantes de este proyecto, que estuvieron conmigo desde el principio: **Ing. Javier Lozano Serna**, **Ing. Miguel de la Garza Grimaldo**, **Ing. Josue Joao Jasso Saldaña**, **Ing. Gerardo Morales Acosta**, **Ing. Samuel Delgado García**, **Ing. Ciria Gómez Alejandro**, **Ing. José Angel González Aguilar**, **Ing. Rogelio Sosa Valdés**, **Ing. Cesar Francisco Ramírez Peña** y **Hector Martínez Silva**. También a: **Ing. Gelder Camara**, **Ing. Sonia A. Torres**, **Ing. Margarita Martínez**, **Dr. Yam Zul Ocampo**, **Ing. Igor Rubio**, **Ing. Santiago Martínez**, **Ing. Andrea Escobar**, **Ing. Sergio “Checo” Ibarra**, **Ing. Rosbel Chapa**, **Ing. Oscar Lemus**, **M.C. Jesús Torres**, **Ing. Ariel Ramírez**, **Ing. Polet**, los del SGM y a todos mis compañeros en el postgrado. A todos los programadores, comunidades y usuarios que permiten ejecutar, copiar, modificar y distribuir *software* de calidad, con Licencia General Pública GNU (GPL).

Y por último, pero no menos importante a mi suegra **Francisca de León Silva**: “Esta es otra tesis”.

# Índice General

---

<b>Índice de Figuras</b>	<b>XXIII</b>
<b>Índice de Tablas</b>	<b>XXIV</b>
<b>Resumen</b>	<b>XXV</b>
<b>Abstract</b>	<b>XXVI</b>
<b>Acrónimos y Abreviaturas</b>	<b>XXVII</b>
<b>1 Introducción General</b>	<b>1</b>
1.1 Actividad ígnea en el Norte de México (Cretácico Tardío-Neógeno)	1
1.1.1 Magmatismo del Cretácico Tardío-Paleoceno	3
1.1.2 Magmatismo del Eoceno	4
1.1.3 Magmatismo del Oligoceno-Mioceno temprano	4
1.1.4 Magmatismo de intraplaca del Oligoceno Tardío-Neógeno	5
1.2 Alineamientos ígneos en el norte de México	6
1.3 Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro	8
1.4 Proyecto de estudio	11
1.4.1 Vías de acceso	11
1.4.2 Trabajos previos	13
1.4.3 Hipótesis	14
1.4.4 Objetivo	14
1.4.5 Metas	15
1.4.6 Metodología	15
<b>2 Sistemas Isotópicos como Trazadores en Modelos Petrogenéticos</b>	<b>17</b>
2.1 Introducción del capítulo	17



2.2	Sistemas isotópicos en la evolución planetaria	18
2.2.1	Sistema isotópico Rb-Sr en la evolución planetaria	18
2.2.2	Sistema isotópico Sm-Nd en la evolución planetaria	20
2.2.2.1	Edades modelo de Nd	22
2.2.3	Sistema isotópico U/Th-Pb en la evolución planetaria	22
2.3	Componentes isotópicos del manto	24
2.4	Componentes isotópicos corticales	27
2.5	Modelado de mezcla de dos componentes	29
2.6	Modelado de Cristalización Fraccionada y Asimilación-Cristalización Fraccionada	31
<b>3</b>	<b>Marco Geológico</b>	<b>33</b>
3.1	Basamento en el área de estudio	33
3.2	Interpretación geofísica en el área de estudio	35
3.3	Características estructurales generales en el área de estudio	37
3.4	Porción Oriental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro	40
3.4.1	Complejo Intrusivo Matehuapil-El Rabioso	40
3.4.2	Complejo Intrusivo El Saltillito	40
3.4.3	Complejo Intrusivo El Peñuelo	42
3.4.4	Complejo Intrusivo Rocamontes	45
3.5	Porción Occidental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro	51
3.5.1	Complejo Intrusivo Concepción del Oro-Providencia	51
3.5.2	Complejo Intrusivo El Colorado-La Pachona	56
3.5.3	Complejo Intrusivo Melchor Ocampo	56
3.5.4	Complejo Intrusivo Noche Buena	58
3.5.5	Complejo Intrusivo Santa Rosa	59
<b>4</b>	<b>Metodología Analítica</b>	<b>61</b>
4.1	Introducción del capítulo	61
4.2	Preparación de láminas delgadas	63
4.3	Estudio petrográfico	64
4.4	Pulverizado de roca	65
4.5	Análisis geoquímico de elementos mayores	66
4.6	Análisis geoquímico de elementos traza	68
4.7	Cálculo de la composición mineralógica teórica (Norma)	72
4.8	Análisis isotópico Sr y Nd	73

<b>5 Interpretación y Discusión de Resultados</b>	<b>78</b>
5.1 Introducción del capítulo	78
5.2 Clasificación petrográfica	79
5.3 Clasificación composicional de elementos mayores	81
5.4 Química de elementos traza	89
5.4.1 Diagramas de REE normalizados a condrita	92
5.4.2 Diagramas multielementos normalizados a manto primordial	96
5.4.3 Diagramas de discriminación	98
5.5 Evaluación de modelos petrogenéticos	103
<b>6 Conclusiones</b>	<b>115</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>119</b>

## ANEXOS

<b>Anexo I Descripción Petrográfica del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro</b>	<b>145</b>
<b>Anexo II Datos geoquímicos de elementos mayores y traza</b>	<b>163</b>
<b>Anexo III Determinación mineralógica teórica (Norma)</b>	<b>173</b>
<b>Anexo IV Datos Isotópicos</b>	<b>189</b>

# Índice de Figuras

---

- 1.1 Distribución espacio-temporal de la actividad ígnea en el N de México a partir del Mesozoico tardío (Clark *et al.*, 1982). Los datos geocronológicos (t) están en función a la distancia de la paleotrinchera (D). Adicionalmente se presentan los componentes de la migración (M) y la regresión (R) del magmatismo. 2
- 1.2 Ángulo en la zona de Wadati-Benioff en función del tiempo (t) del régimen convergente Norteamérica-Farallón a partir del Cretácico, en el área que comprende el NW de México y SW de los Estados Unidos. Estimados por Coney & Reynolds (1977), Keith (1978) y Urrutia-Fucugauchi & Morton-Bermea (1997). 3
- 1.3 Mapa de anomalías magnéticas de aire libre del NE de México, presentando una correlación positiva con la elevación del terreno. Las principales anomalías magnéticas son: Arco de Tamaulipas, Bloque de Coahuila (BC), Eje Volcánico Transmexicano y el Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey (E-W) (Balderas-Toral, 2006). 8
- 1.4 Mapa del N de México donde se muestran las rocas ígneas en relación con la edad de emplazamiento, las principales fallas regionales relacionadas con actividad magmática en el NE de México, la hipsografía de la Sierra Madre Oriental y el Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey, en donde se destaca el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (enmarcado azul). Las Abreviaturas son; AITM: Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey, FLB: Falla La Babia, FSM: Falla de San Marcos, SFSLT: Sistema de Fallas San Luis-Teprehuanes, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Datos obtenidos a apartir de <http://www.conabio.gob.mx/>. 9

- 1.5 Mapa geológico del CICO, mostrando las edades absolutas determinadas por diversos autores (Tabla 1.1) (Modificado de [SGM, 2000a](#)). Las Abreviaturas son; CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y SR: Santa Rosa. 10
- 1.6 Localización y vías de comunicación en el área de estudio (<http://www.maps-of-mexico.com/zacatecas>). 12
- 2.1 Esquema evolutivo del sistema Rb-Sr en la diferenciación terrestre, graficando la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs tiempo ([Dickin, 2005](#)). Abreviaturas; BABI: *Basaltic Achondrite Best Initial*, Ga: Giga-años, BSE: *Bulk Silicate Earth*. 19
- 2.2 Esquema evolutivo del sistema Sm-Nd en la diferenciación terrestre, graficando la relación  $\epsilon\text{Nd}$  vs tiempo ([De Paolo, 1988](#)). Adicionalmente se muestra el comportamiento de los REE en los reservorios terrestres silicatados. Abreviaturas; CHUR: *Chondritic Uniform Reservoir*, Ga: Giga-años. 21
- 2.3 Esquema del sistema U-Pb mostrando la curva de evolución del manto, graficando la relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , adicionalmente se grafica la línea de geócrona de los 4.55 Ga y la composición promedio de la Corteza continental, evidenciando la “paradoja del Pb” ([Kramers & Tolstikhin, 1997](#)). Abreviaturas; CIT: Composición Inicial de la Tierra. 24
- 2.4 Datos isotópicos obtenidos de islas oceánicas a partir de la base de datos [GEOROC](#), que representan los extremos composicionales del manto, A: Gráfica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) vs.  $\epsilon\text{Nd}$ ; B: Gráfica ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) vs. ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), en donde se muestra la línea de referencia NHRL. Abreviaturas; DMM: *Depleted MORB Mantle*, EM-1: *Enriched Mantle-1*, EM-2: *Enriched Mantle-2*, HIMU: *High $\mu$* , NHRL: *Northern Hemisphere Reference Line*. 26
- 2.5 Proyección tridimensional de las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de composiciones OIB ([Hart et al., 1992](#)). La mayoría de las asociaciones parecen irradiar de una región común denominada FOZO. Abreviaturas; DMM: *Depleted MORB Mantle*, EM-1: *Enriched Mantle-1*, EM-2: *Enriched Mantle-2*, HIMU: *High $\mu$* , FOZO: *Focal Zone*. 27
- 2.6 Ilustración esquemática de dos componentes de mezcla (C y M) graficando (A)  $X_M$  (concentración del elemento) vs  $L_M$  (relación isotópica) e (B)  $1/X_M$  (inverso de la concentración del elemento) vs  $L_M$  (relación isotópica) ([Dickin, 2005](#)). 30

- 3.1 Ubicación del emplazamiento del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO), en relación con el microcontinente Oaxaquia (franja amarilla) y el Superterreno Guerrero. La distribución de Oaxaquia es la propuesta por [Jones \*et al.\* \(1995\)](#) y los límites del Terreno Guerrero están tomados de [Dickinson & Lawton \(2001\)](#). 34
- 3.2 Mapa regional mostrando las anomalías magnetométricas detectadas en el CICO, de las cuales se destacan por su respuesta magnética, las que se correlacionan con los intrusivos PE (El Peñuelo), SA (El Saltillito), MR (Matehuapil-El Rabioso), RO (Rocamontes), CO-PR (Concepción del Oro-Providencia), MO (Melchor Ocampo) y NB (Noche Buena) ([SGM, 2000b](#)). 36
- 3.3 Distribución de las estructuras que integran el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro en la Sierra Madre Oriental. Las Abreviaturas son; CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa ([INEGI, Programa GEMA](#)). 39
- 3.4 Mapas geológicos del (A) intrusivo Matehuapil ([SGM, 2004c](#)) y (B) El Saltillito ([SGM, 2005](#)), en el que se incluye un perfil estructural. Adicionalmente se indica la ubicación de los afloramientos de las muestra colectada para este estudio. 41
- 3.5 (UTM: 694770N, 301564E): Dique cuarzomonzonítico que ocurre en el flanco N del Complejo El Saltillito 42
- 3.6 Mapa geológico, que incluye un perfil estructural de El Peñuelo ([Velasco-Tapia \*et al.\*, 2011](#)), en el que se indican los centros de emplazamientos (N, SE y SW) descritos por [Lozano-Serna \(2010\)](#) y la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas por [González-Guzmán \(2009\)](#). Litología: cuarzosienita de feldespatos alcalinos (CSFA), meso-sienita porfídica (MSP), cuarzosienita porfídica (CSP), cuarzosienita microcristalina (CSM), cuarzomonzonita (CM) y cuarzomonzodiorita (CMD). 43
- 3.7 Foto panorámica del cerro Los Tres Picachos, en la porción S del centro de emplazamiento N de El Peñuelo, mostrando contactos de algunas de las variedades de rocas ígneas: de izquierda a derecha cuarzomonzodiorita (azul) (como un cuerpo basal erosionado), leuco-cuarzosienita porfídica (rosa) y cuarzomonzonita (morado). 44

- 3.8 Variedades sieníticas de El Peñuelo. A(UTM 721984N, 316705E): Afloramiento de leuco-cuarzosienita, donde se observa alineación magmática, B: Su muestra de mano donde se distingue el tamaño de grano de esta roca. C (UTM 721896N, 317019E): Afloramiento de leuco-cuarzosienita, presentando enclaves de rocas encajonates con granate (azul), foliación muy marcada y autolitos máficos con bordes enfriados (rojo). D (UTM 722347N, 317821E): Afloramiento de leuco-cuarzosienita porfídica, donde se observa alineación magmática. E (UTM 721109N, 317435E): Dique de meso-sienita porfídica, donde se observa un cambio de rumbo en la dirección de la alineación magmática, según los pórfidos de ortoclasa euhedrales. 45
- 3.9 Mapa geológico de el Complejo Intrusivo Rocamontes ([Delgado-García & Morales-Acosta, 2010](#)) y la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas por [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#). 47
- 3.10 Parte de la diversidad litológica que ocurre en el Complejo Intrusivo Rocamontes. A (UTM 725860N, 82680E): Afloramiento de un bloque de monzogranito y B: Su muestra de mano donde se distingue el tamaño de grano de esta roca. C (UTM 729033N, 281502E): Afloramiento de roca de composición monzonítica y D: Su muestra de mano donde se distingue el tamaño de grano. E (UTM 727260N, 282406E): Afloramiento de cuarzosenita y F: Un acercamiento donde se distinguen los minerales de ortoclasa. 48
- 3.11 A (UTM: 729670N, 286393 E) Afloramiento que presenta un *sill* de composición monzonítica, en forma de cuña dentro de la secuencia sedimentaria de la Formación Indidura. B (UTM: 729699N, 286835E) Afloramiento de un *sill* de composición monzonítica, cortado por un dique de la misma composición dentro de la Formación Indidura. Ambos afloramientos ocurren en la parte E de Rocamontes. 49

- 3.12 Modelo sobre la historia de emplazamiento del intrusivo Rocamontes (sin escala) (Delgado-García & Morales-Acosta, 2010). A: Posición estructural de las rocas encajonantes antes del inicio de la deformación regional. B: Desarrollo de una falla de cabalgadura, produciendo una rampa en las Formaciones Zuloaga y la Casita, para formar el anticlinal Los Indios-El Astillero. C: Desarrollo de una nueva zona de despegue y una rampa en las Formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña y Tamaulipas Superior. D: Emplazamiento de las rocas ígneas cuarzomonzonita, y sienita, además de emplazamiento de diques y *sills*, generando fallas antitéticas. E: Formación de un lacolito tipo árbol de navidad, alimentado por medio de una falla de cabalgadura. F: Relieve aproximado actual y relaciones de contacto observadas en el área del complejo. 50
- 3.13 A (UTM: 729636N, 286659E): Enclave félsico de gneiss bandeado, con una forma aproximadamente ovoide, incluido en rocas de composición monzonítica y B: Asimilación parcial de gneiss bandeado por parte de la roca ígnea intrusiva. 51
- 3.14 Mapa geológico en el que se incluyen parte de los complejos intrusivos de CO-PR y SR (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010). Adicionalmente se indica la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas para este estudio. 53
- 3.15 Fotos que muestran la roca intrusiva (granodiorita) del Complejo Concepción del Oro-Providencia, A y B (UTM: 724452N, 251954E): Afloramiento que presenta un amplio fracturamiento producto de enfriamiento. En la red Schmidt se muestra las direcciones principales. C y D (UTM: 727921N, 248978E): Afloramiento donde se observa el tamaño de grano fanerítico de la roca intrusiva. E (UTM: 728325N, 248768E): Afloramiento donde ocurre un enclave tipo MME (*Mafic Microgranular Enclave*) de gran tamaño (~ 60 cm. de diámetro). 54
- 3.16 Columna estratigráfica de la secuencia sedimentaria del complejo CO-PR. Donde se encuentran la Formación Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Unidad 1, Unidad 2, Unidad 3, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010). 55
- 3.17 Sección geológica estructural (A-B-C) a partir del mapa de la figura 3.14, el cual permite evaluar las relaciones entre la deformación regional y el emplazamiento ígneo (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010). 56
- 3.18 Mapas geológicos en el que se incluyen: los complejos intrusivos (A) Noche Buena y El Colorado-La Pachona, además la sección geológica estructural (A-A') y (B) Melchor Ocampo (SGM, 2004b). Adicionalmente se indica la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas. 57

- 3.19 A (UTM: 735782N, 238968E): Afloramiento de la granodiorita que ocurre en el intrusivo La Pachona B: Muestra de mano en el que se observa el tamaño de grano de esta roca. 58
- 3.20 A (UTM: 734904N, 232348E): Afloramiento de la roca monzodiorítica que ocurre en el intrusivo Noche Buena. B: Aproximación del mismo afloramiento, donde se distingue el tamaño de grano de esta roca. 59
- 3.21 Mapa geológico del complejo intrusivo Santa Rosa ([Ramírez-Peña, 2011](#)). Adicionalmente se indica la ubicación del afloramiento de las muestra colectada para este estudio. 60
- 3.22 A (UTM: 722156N, 245086E): Afloramiento donde ocurren diques máficos tardíos de composición sienítica, alterados por intemperismo. 60
- 4.1 Equipo utilizado en la elaboración de las láminas delgadas (sistema de cortadora con disco diamantado, discos giratorios y placa de vidrio) en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL. 64
- 4.2 Equipos utilizados en el proceso de molienda de las muestras (molino de ágata tipo Siebtechnik Ts 100 A y triturador Siebtechnik EB 7/6) en el Laboratorio de Molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL. 66
- 4.3 Sistema de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000, equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125  $\mu\text{m}$ , en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM. 67
- 4.4 A: Diagrama simple de los componentes del proceso FRX; tubo emisor de Rayos X, colimador, cristal difractante y detector de la radiación, en el cual se incluye un goniómetro de alta precisión ([Beckhoff et al., 2006](#)), B: Diagrama esquemático que muestra el mecanismo utilizado en el proceso FRX, que resulta en la emisión fluorescente de Rayos-X a partir del átomo ([Riddle, 1993](#)). 68
- 4.5 Espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS), de marca Thermo Series-XII, equipado con una celda de colisión/reacción (He, N<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, y O<sub>2</sub>), en el laboratorio de estudios isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM. 69
- 4.6 Diagrama de los componentes finales del proceso ICP-MS; mechero compuesto, generador de radiofrecuencia, cámaras generadoras de vacío, espectrómetro de masa cuádruple y detector láser de iones ([Riddle, 1993](#)). 70



- 4.7 A: En primer plano, columnas de vidrio de cuarzo rellenas de resina catiónica DOWEX 50WX12 para intercambio iónico usadas para la separación de Sr, REE y Rb. B: Planchas de evaporación junto al DAS (*Pressure Digestion System*, PicoTrace®), ambas áreas de trabajo cuentan con flujo de aire laminar en el laboratorio ultralimpio de geología isotópica de la división de Ciencias de la Tierra del CICESE . 74
- 4.8 Diagrama general sobre los componentes de la técnica TIMS; fuente de iones (*Ion Source*), acelerador de iones, generador del campo magnético, colector/analizador (Riddle, 1993). 76
- 4.9 Espectrómetro de Masas modelo FINNIGAN MAT 262, en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica), Instituto de Geofísica, UNAM. 77
- 5.1 Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para rocas plutónicas, que ilustra la clasificación modal para las muestras colectadas en el CICO. Campos: 3b: monzogranito; 4: granodiorita; 6\*: cuarzoesienita de feldespatos alcalinos; 7: sienita; 7\*: cuarzoesienita; 8\*: cuarzomonzonita; 9: monzodiorita; 9\*: cuarzomonzodiorita. Simbología: CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachuca, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. Es importante señalar que del total de las muestras (n=75), 18 fueron colectadas por González-Guzmán (2009)<sup>o</sup>, 26 por De la Garza-Grimaldo (2010)<sup>□</sup>, 14 por Jasso-Saldaña (2010)<sup>★</sup> y 17 para el presente estudio<sup>◇</sup>. Sin embargo, para su clasificación modal fueron analizadas en su totalidad para esta tesis. 80
- 5.2 Diagrama QAP aplicado a las rocas del CICO, en el que se muestran las líneas evolutivas de las series en rocas plutónicas identificadas por Lameyre & Bowden (1982), los campos relacionados, que establecieron Maniar & Piccoli (1989) en la discriminación de ambientes tectónicos en granitoides. Abreviaturas: ALK: *Aluminous Alkaline*, CAM: *Calc-Alkaline Monzonite*, CAG: *Calc-Alkaline Granodiorite*. Para símbolos consultar la figura 5.1. 81

- 5.3 Diagrama TAS (*Total Alkali vs. Silica*) de Cox *et al.* (1979), adaptado por Wilson (1989) para las rocas del CICO. La línea curva de color rojo indica la frontera de magmas alcalinos-subalcalinos según Irvine & Baragar (1971). Simbología: CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. Es importante señalar que del total de las muestras ( $n=75$ ), 18 fueron documentadas por González-Guzmán (2009)<sup>⊖</sup>, 26 por De la Garza-Grimaldo (2010)<sup>⊕</sup>, 14 por Jasso-Saldaña (2010)<sup>★</sup> y 17 para el presente estudio<sup>◇</sup>. 82
- 5.4 Diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  (*Modified Alkali Lime Index*) vs.  $\text{SiO}_2$  para definir la serie química de los granitos, propuesto por Frost *et al.* (2001), aplicado a las rocas del CICO. Abreviaturas; C: Cálculo, C-A: Calci-Alcalino, A-C: Alcali-Calculo, A: Alcalino. Para símbolos consultar la figura 5.3. 83
- 5.5 A: Diagrama propuesto por Maniar & Piccoli (1989) para las rocas del CICO, en el que se representa el parámetro A/CNK vs. A/NK. B: Diagrama propuesto por White & Chappell (1977) para las rocas del CICO, el cual representa el parámetro A/CNK vs  $\text{SiO}_2$ , la línea intermitente indica el límite entre granitoides tipo I y tipo S. Ambos diagramas indican un carácter metaluminoso, evidenciando un protolito ígneo con una afinidad a granitoides tipo I. Por lo general, se manifiesta un comportamiento lineal con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . Para símbolos consultar la figura 5.3. 84
- 5.6 Diagrama propuesto por Frost & Frost (2008) aplicado a las rocas del CICO, en el que se representa el parámetro  $\text{FeO}^*$  vs  $\text{SiO}_2$ , esta figura revela la asociación de las rocas del CICO-W a un ambiente cordillerano y un ambiente transicional (cordillerano-intraplaca) a la porción CICO-E. La ecuación asociada a la línea frontera entre plutones magnésicos y ferrosos está dada por  $\text{FeO}^* = 0.46 + 0.005 \times \text{SiO}_2$ . Para símbolos consultar la figura 5.3. 85
- 5.7 Diagramas de Harker para los elementos mayores determinados en el CICO, destacando los complejos intrusivos Concepción del Oro-Providencia (línea roja), El Peñuelo (línea azul) y Rocamontes (línea negra). Las líneas indican la interpolación polinómica sobre el conjunto de datos. Para símbolos consultar la figura 5.3. 87

- 5.8 A: Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$ , en el que se establece una afinidad general calcoalcalina con alto K para el CICO-W y una asociación general a la serie shoshonítica para las rocas del CICO-E (líneas fronteras según [Middlemost \(1985\)](#). B: Diagrama de  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  propuesto por [Middlemost \(1975\)](#) aplicado en las rocas del CICO, en el que se incluyen las líneas de frontera entre magmas de las series sódica, potásica y de alto potasio. También se presenta la línea de frontera entre granitoides tipo I y S propuesta por [Atherton & Ghani \(2002\)](#). Adicionalmente se ilustra el enclave félsico (RG-07) del Complejo Rocamontes. Para símbolos consultar la figura 5.3. 88
- 5.9 Diagramas de Harker para los elementos traza determinados en el CICO, destacando los complejos intrusivos Concepción del Oro-Providencia (línea roja), El Peñuelo (línea azul) y Rocamontes (línea negra). Las líneas indican la interpolación polinómica sobre el conjunto de datos. Para símbolos consultar la figura 5.3. 90
- 5.10 Diagrama ternario Sr-Ba-Rb para discriminación de granitoides típicos de arco continental (con bajo Ba-Sr) y los de tipo post-orogénico (con alto Ba-Sr), campos propuestos por [Fowler & Henney \(1996\)](#) y [Fowler et al. \(2001\)](#). Para símbolos consultar la figura 5.3. 91
- 5.11 Diagramas de REE normalizado a condrita para las rocas del CICO, comparándolos con diferentes niveles de la corteza continental según [Rudnick & Gao \(2003\)](#). Las Abreviaturas son; CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MME: *Mafic Microgranular Enclave*, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. 94
- 5.12 Diagrama de  $[\text{La}/\text{Yb}]_N$  vs.  $\text{SiO}_2$  aplicado a las rocas del CICO, donde se observa un incremento de esta relación con el aumento de  $\text{SiO}_2$ , en las rocas del Complejo Rocamontes, a partir de rocas intermedias-hipersilíceas. Para símbolos consultar la figura 5.3. 95
- 5.13 Diagramas multielementos normalizado a manto primordial para las rocas del CICO, comparándolos con diferentes niveles de la corteza continental según [McDonough \(1990\)](#). Las Abreviaturas son; CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MME: *Mafic Microgranular Enclave*, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. 97

- 5.14 A: Diagramas Zr vs.  $[Nb_N/Zr_N]$  y B: Zr vs.  $[Ta_M/Zr_N]$ , propuestos por [Thiéblemont & Téguy \(1994\)](#). En estos diagramas, las rocas del CICO se ubican entre el límite de los campos A y B, destacando una afinidad mayor de rocas asociadas a la subducción. Claves; A: relacionado a un origen a partir de subducción, B: relacionado a un origen a partir de colisión de placas, C: relacionado a granitos de intraplaca, D: relacionado a leucogranitos.  $Ta_M$  es definido como la relación Nb/Ta del manto primordial. Para símbolos consultar la figura 5.3. 99
- 5.15 A y B: Diagramas de discriminación tectonomagmática para granitos según [Pearce et al. \(1984\)](#), aplicado a las rocas del CICO, donde la mayoría de las rocas se integran dentro del campo VAG. Adicionalmente en el diagrama (Y + Nb) vs. Rb se incluye el campo de los granitos post-orogénicos, propuesto por [Pearce \(1996\)](#), en el que ubican la gran mayoría de las muestras. Abreviaturas; VAG: *Volcanic Arc Granites*, WPG: *Within Plate Granites*, ORG: *Ocean-Ridge Granites*, SCG: *Syn-Colisional Granites*. Para símbolos consultar la figura 5.3. 101
- 5.16 Diagrama propuesto por [Brown et al. \(1984\)](#), aplicado a las muestras del CICO, en el que indica que las composiciones de Nb y las relaciones de Rb/Zr de las rocas son típicas de granitoides generados en un ambiente de arco normal (con excepción de la muestra CO-08, de Noche Buena). Para símbolos consultar la figura 5.3. 102
- 5.17 Diagrama de variación de relaciones Th/Yb vs. Ta/Yb propuesto por [Pearce \(1983\)](#), donde se identifican las posibles fuentes que originaron las rocas del CICO. Se presentan los componentes relacionados a subducción (S), contaminación cortical (C), asimilación-cristalización fraccionada (AFC) y cristalización fraccionada (FC). Adicionalmente, se presentan valores promedio mundiales de: la Corteza Superior y de la Corteza Inferior, reportados por [McDonough \(1990\)](#). (M-) manto empobrecido, (M+) manto enriquecido, las líneas rojas limitan la composición del manto. Para símbolos de las rocas del CICO consultar la figura 5.3. 103
- 5.18 A y B: Diagramas de variación, que involucran elementos traza de diferente carácter geoquímico, para el CICO-E. Los gráficos incluyen los modelos de Cristalización Fraccionada (*Fraccional Cristalización*, FC) y Asimilación - Cristalización Fraccionada (*Assimilation - Fraccional Cristalización*, AFC) considerando como material asimilado ( $C_A$ ) la composición del xenolito cortical RG-07 y como líquido parental en A: RO-12 y en B: V1601. Para símbolos consultar la figura 5.3. 105

- 5.19 A y B: Diagramas de variación, que involucran elementos traza de diferente carácter geoquímico, para el CICO-W. Los gráficos incluyen los modelos de Cristalización Fraccionada (*Fraccional Cristalización*, FC) y Asimilación - Cristalización Fraccionada (*Assimilation - Fraccional Cristalización*, AFC) considerando como material asimilado ( $C_A$ ) la composición de los horizontes lutíticos de la Formación San Felipe reportados por [Gómez-Alejandro & Martínez-Limas \(2008\)](#). Para símbolos consultar la figura 5.3. 107
- 5.20 Gráfico de la relación isotópica de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs  $\epsilon\text{Nd}_i$ , comparados con los componentes mantélicos descritos por [Zindler & Hart \(1986\)](#). Además se observa un arreglo aproximadamente lineal con una fuerte pendiente negativa para ambos sectores del CICO, que se encuentran circunscriptos entre los valores que comprenden el arreglo del manto, salvo las muestras RG-04 y RG-07, que corresponden a un xenolito máfico y un xenolito cortical respectivamente, colectados en el CICO-E, además de la muestra CO-09 que pertenece al Complejo Intrusivo Noche Buena. Abreviaturas; BSE: *Bulk Silicate Earth*, DM: *Depleted Mantle*, EM-1: *Enriched Mantle-1*, EM-2: *Enriched Mantle-2*, HIMU: *High  $\mu$* . 108
- 5.21 Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , donde aparentemente existe una mínima correlación entre los datos del CICO-E (nula en el caso del Complejo Intrusivo Rocamontes) con el componente AFC y un arreglo lineal con pendiente ligeramente positiva (destacando el Complejo Intrusivo Noche Buena) en las rocas del CICO-W. Abreviaturas: FC: *Fraccional Cristalización* (Cristalización Fraccionada); AFC: *Assimilation-Fraccional Cristalización* (Asimilación-Cristalización Fraccionada). Para símbolos consultar la figura 5.20. 109
- 5.22 Diagramas  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , aplicado a las rocas del (A) CICO-E y (B) CICO-W, donde se ilustra un arreglo lineal con pendiente positiva en ambos sectores del CICO, confirmando la asimilación cortical como mecanismo principal que originaron las rocas del cinturón. Abreviaturas: FC: *Fraccional Cristalización* (Cristalización Fraccionada); AFC: *Assimilation-Fraccional Cristalización* (Asimilación-Cristalización Fraccionada). Para símbolos consultar la figura 5.20. 110
- 5.23 Edades modelo de Nd, calculadas con respecto al manto empobrecido para las rocas del CICO, agrupadas en dos conjuntos; CICO-E y CICO-W. 111
- 5.24 Modelos de mezcla binaria para el (A) CICO-E y (B) CICO-W, configurando líneas entre dos componentes, las rocas que representan los extremos composicionales isotópicos en ambos modelos fueron colectadas en la Mesa Central y sus datos reportados por [Schaaf et al. \(1994\)](#). Para símbolos del CICO, consultar la figura 5.20. 112

5.25 Modelos AFC que involucra las variaciones en las concentraciones de Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el (A) CICO-E y (B) CICO-W, configurando líneas que configuren este proceso. Abreviaturas: D=coeficiente de partición; r=relación de velocidad de asimilación a velocidad de cristalización fraccionada. Para símbolos del CICO, consultar la figura 5.20.	114
6.1 Modelos conceptuales propuestos sobre el origen del CICO, originándose por fusión parcial de un manto enriquecido con asimilación de material cortical en dos etapas: (A) En el CICO-E, a partir de un ángulo de subducción de la placa Farallón alto, con respecto a Norteamérica en el Cretácico Tardío y (B) En el CICO-W, durante la somerización máxima del ángulo de la placa Farallón en relación con la placa Norteamericana, ocurrida en el Eoceno.	118
A1.1 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Concepción del Oro-Providencia, mostrando las láminas delgadas de las muestras CO-01, CO-02, CO-05 y CO-10 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	150
A1.2 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo El Colorado-La Pachona, mostrando la lámina delgada de las muestra RE-03 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	151
A1.3 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Melchor Ocampo, mostrando las láminas delgadas de las muestras RE-04 y RE-05 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	153
A1.4 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Noche Buena, mostrando las láminas delgadas de las muestras CO-08 y CO-09 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	154
A1.5 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Santa Rosa, mostrando la lámina delgada de la muestra CO-13 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	155
A1.6 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo El Peñuelo, mostrando las láminas delgadas de las muestras CA12104, CA91701, R2202, V1601 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	157
A1.7 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Rocamontes, incluyendo el xenolito que se constituye como gneis, las láminas delgadas de las muestras RG-04, RO-13, RJ-13, RO-23 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	159
A1.8 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Matehuapil-El Rabioso, mostrando las láminas delgadas de las muestras CO-15 y CO-17 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.	161

---

A1.9 Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo El Saltillo, mostrando la lámina delgada de la muestra CO-18 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.

162

# Índice de Tablas

---

1.1	Fechamientos determinados en el CICO	11
2.1	Características principales de los sistemas isotópicos tradicionales usados como trazadores petrogenéticos.	18
4.1	Resultados de análisis de elementos mayores ( % m/m) en materiales de referencia.	67
4.2	Resultados de análisis de elementos traza (ppm) en materiales de referencia.	71
5.1	Relaciones $(La/Yb)_N$ y contenido de $SiO_2$ en las rocas del CICO.	93



# Resumen

---

El Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO) es un conjunto de complejos plutónicos que presentan una orientación ~E-W, situados entre el Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, dentro del traspais de la Sierra Madre Oriental. Su origen se ha relacionado con la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica, que se estableció desde el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. Los plutones fueron emplazados en núcleos de anticlinales y a lo largo de fallas de cabalgadura, elementos estructurales generados durante la deformación laramídica (Cretácico Tardío - Eoceno). Un programa de trabajo que involucró petrografía, geoquímica de elementos mayores y traza y análisis isotópico Sr-Nd, en combinación con datos reportados previamente de cartografía geológica y geocronología, revela que el CICO puede separarse en dos sectores: (A) Plutones de la porción oriental del Cretácico Superior (~71 a 82 Ma), con una diversidad litológica que cubre de monzodiorita a granito de textura fanerítica a porfídica ( $n = 60$ ; %SiO<sub>2</sub> = 43.4 – 77.8; %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10.5 – 23.0), con características alcalinas (MALI = [%Na<sub>2</sub>O + %K<sub>2</sub>O – %CaO] = 9.3 – 14.7; Rb = 46-330 ppm; Sr = 257 – 2860 ppm) y relaciones isotópicas ( $n = 12$ ) de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7034$  a  $0.7040$  y con  $\epsilon\text{Nd}_i = 2.9$  a  $5.9$ : (1) El Peñuelo, (2) El Saltillito, (3) Matehuapil-El Rabioso y (4) Rocamontes, y (B) Plutones de la porción occidental del Eoceno-Oligoceno (~32 a 45 Ma), con una diversidad litológica restringida a granodiorita y cuarzdiorita con textura fanerítica ( $n = 15$ ; %SiO<sub>2</sub> = 53.5 – 72.5; %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10.4 – 17.3), con características calcoalcalinas (MALI = 2.7 – 5.0; Rb = 46-156 ppm; Sr = 182 – 867 ppm) y relaciones isotópicas ( $n = 14$ ) de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7044$  a  $0.7077$  y con  $\epsilon\text{Nd}_i = -2.2$  a  $2.1$ : (1) Concepción del Oro-Providencia, (2) El Colorado-La Pachona, (3) Melchor Ocampo, (4) Noche Buena y (5) Santa Rosa. Adicionalmente, los plutones de ambos sectores tienen características petrográficas y geoquímicas de granitoides con afinidad a un ambiente de arco continental en condiciones post-orogénicas. De acuerdo a la información generada en relación al CICO y al marco geológico regional, se propone que los plutones se derivaron por fusión parcial de un manto enriquecido con asimilación de material cortical en dos etapas: (A) la primera, en el sector oriental; durante la somerización máxima del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica en el Cretácico Tardío y (B) la segunda, en el sector occidental; durante la etapa inicial de “roll-back” de la placa Farallón en el Eoceno-Oligoceno.

# Abstract

---

Concepcion del Oro Intrusive Belt (COIB) is a set of plutonic complex that have ~ E-W orientation, located between Parras Transversal Range of Parras and Monterrey Salient, in the hinterland of the Sierra Madre Oriental. Its origin has been linked to the subduction of the Farallon plate under North America, which was established from the Late Jurassic - Early Cretaceous. The plutons were emplaced in anticlinal cores and along thrust faults, structural elements generated during Laramide deformation (Late Cretaceous - Eocene). A program of work involving petrography, geochemistry of major and trace elements and Sr-Nd isotopic analysis, in combination with previously reported data for geological mapping and U-Pb geochronology in zircon, set that COIB can be separated into two sectors: (A) plutons of the eastern portion from the Upper Cretaceous (~71 to 82 My), covering a variety of lithological monzodiorites to granite with porphyritic-phaneritic texture ( $n = 60$ ; %  $\text{SiO}_2 = 43.4 - 77.8$ ; %  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.5 - 23.0$ ), with alkaline properties ( $\text{MALI} = [\% \text{K}_2\text{O} \% \text{Na}_2\text{O} + \% \text{CaO}] = 9.3 - 14.7$ ,  $\text{Rb} = 46-330$  ppm,  $\text{Sr} = 257-2860$  ppm) and isotope ratios ( $n = 12$ )  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7034$  to  $0.7040$  and  $\varepsilon\text{Nd}_i = 2.9$  to  $5.9$ : (1) El Peñuelo (2) El Saltillito, (3) Matehuapil-El Rabioso and (4) Rocamontes; (B) plutons of the western portion from the Eocene-Oligocene (~32 to 45 My), with a range lithological restricted of granodiorite to quartz-diorite with phaneritic texture ( $n = 15$ ; %  $\text{SiO}_2 = 53.5 - 72.5$ ; %  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.4 - 17.3$ ), with features calc-alkaline ( $\text{MALI} = 2.7 - 5.0$ ,  $\text{Rb} = 46-156$  ppm,  $\text{Sr} = 182-867$  ppm) and isotope ratios ( $n = 14$ )  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7044$  to  $0.7077$  and  $\varepsilon\text{Nd}_i = -2.2$  to  $2.1$ : (1) Concepcion del Oro-Providencia, (2) El Colorado-La Pachona, (3) Melchor Ocampo, (4) Noche Buena and (5) Santa Rosa. Additionally, the plutons of both sectors have petrographic and geochemical characteristics of granitoids with affinity to a continental arc environment in post-orogenic conditions. According to the information generated relating to COIB and the regional geological framework is proposed that the plutons were derived by partial melting of a mantle enriched by assimilation of crustal material in two stages: (A) first, in the eastern sector; during the maximum angle shallowing subduction of the Farallon plate under North America in the Late Cretaceous and (B) second, in the western sector; during the initial stage of roll-back of the Farallon plate in the Eocene-Oligocene.

## Acrónimos y Abreviaturas

<b>AFC</b>	<i>Assimilation-Fraccional Crystallization</i>
<b>AITM</b>	Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey
<b>ALK</b>	<i>Aluminous Alkaline</i>
<b>ASI</b>	<i>Alumina Saturation Index</i>
<b>BABI</b>	<i>Basaltic Achondrite Best Initial</i>
<b>BC</b>	Bloque de Coahuila
<b>BSE</b>	<i>Bulk Silicate Earth</i>
<b>CAG</b>	<i>Calc-Alkaline Granodiorite</i>
<b>CAM</b>	<i>Calc-Alkaline Monzonite</i>
<b>CArcG</b>	<i>Continental Arc Granitoids</i>
<b>CHUR</b>	<i>Chondritic Uniform Reservoir</i>
<b>CICO</b>	Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro
<b>CICO-E</b>	Porción Oriental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro
<b>CICO-W</b>	Porción Occidental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro
<b>CIPW</b>	Cross Idding Pirson Washington
<b>CO-PR</b>	Concepción del Oro-Providencia
<b>CP</b>	El Colorado-La Pachona
<b>CVI</b>	Complejo Volcánico Inferior
<b>DM</b>	<i>Depleted Mantle</i>
<b>E</b>	Este
<i>e.g.</i>	<i>exempli gratia</i>
<b>EM-1</b>	<i>Enriched Mantle-1</i>
<b>EM-2</b>	<i>Enriched Mantle-2</i>
<i>et al.</i>	<i>et álui</i> (y otros)
<b>etc.</b>	etcétera
<b>FC</b>	<i>Fraccional Crystallization</i>
<b>FLB</b>	Falla La Babia
<b>FOZO</b>	<i>FOcal ZOne</i>
<b>FRX</b>	Fluorescencia de Rayos X
<b>FSM</b>	Falla de San Marcos
<b>FVTM</b>	Faja Volcánica Trans-Mexicana

<b>Ga</b>	Giga años
<b>GERM</b>	<i>Geochemical Earth Reference Model</i>
<b>GLOSS</b>	<i>GLObal Subducting Sediment</i>
<b>HFSE</b>	<i>High Field Strength Elements</i>
<b>HIMU</b>	<i>High <math>\mu</math></i>
<b>ICP-MS</b>	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
<b>IUGS</b>	<i>International Union of Geological Sciences</i>
<b>IUPAC</b>	<i>International Union of Pure and Applied Chemistry</i>
<b>Km</b>	Kilómetros
<b>LCC</b>	<i>Lower Continental Crust</i>
<b>LILE</b>	<i>Large Ion Litophile Elements</i>
<b>LUGIS</b>	Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
<b>Ma</b>	Millones de años
<b>MALI</b>	<i>Modified Alkali Lime Index</i>
<b>mm</b>	milímetro
<b>MME</b>	<i>Mafic Microgranular Enclave</i>
<b>MO</b>	Melchor Ocampo
<b>MR</b>	Matehuapil-El Rabioso
<b>N</b>	Norte
<b>NB</b>	Noche Buena
<b>N-MORB</b>	<i>Normal-Middle Ocean Ridge Basalt</i>
<b>OIB</b>	<i>Ocean Island Basalt</i>
<b>PAOM</b>	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
<b>PE</b>	El Peñuelo
<b>PENM</b>	Provincia Extensional del Norte de México
<b>ppm</b>	partes por millón
<b>PREMA</b>	<i>PREvalent MAntle</i>
<b>REE</b>	<i>Rare Earth Elements</i>
<b>RRG</b>	<i>Rift Related Granitoids</i>
<b>ORG</b>	<i>Ocean-Ridge Granites</i>
<b>RO</b>	Rocamontes
<b>S</b>	Sur
<b>SA</b>	El Saltillito

<b>SCG</b>	<i>Syn-Colisional Granites</i>
<b>SCORBA</b>	<i>Southern CORdilleran Basaltic Andesite</i>
<b>SFSLT</b>	Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes
<b>SFTSMA</b>	Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende
<b>SM</b>	Saliente de Monterrey
<b>SMOcc</b>	Sierra Madre Occidental
<b>SMOr</b>	Sierra Madre Oriental
<b>SR</b>	Santa Rosa
<b>STP</b>	Sector Transversal de Parras
<b>SVS</b>	Super grupo Volcánico Superior
<b>TAS</b>	<i>Total Alkali Silica</i>
<b>UCC</b>	<i>Upper Continental Crust</i>
<b>VAG</b>	<i>Volcanic Arc Granites</i>
<b>W</b>	<i>West/Oeste</i>
<b>WPG</b>	<i>Within Plate Granites</i>
<b>μm</b>	micrómetros

# Introducción General

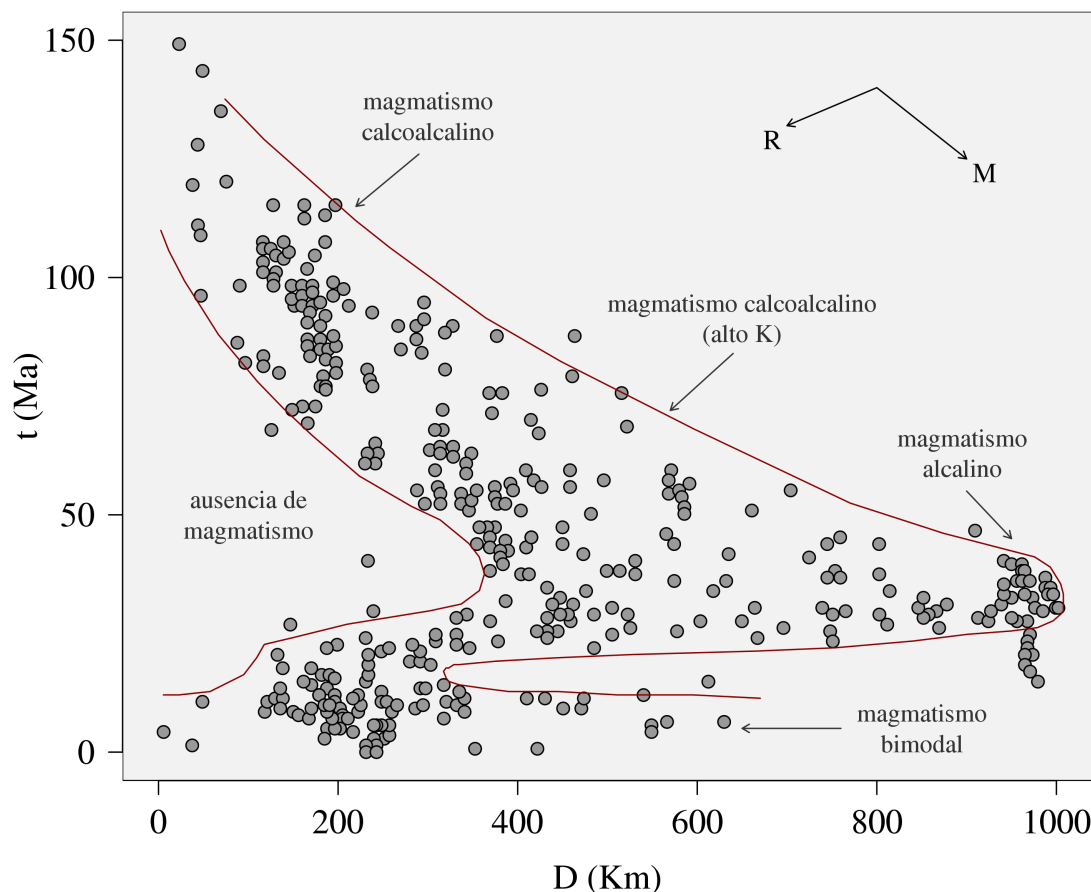
---

### 1.1. Actividad ígnea en el Norte de México (Cretácico Tardío-Neógeno)

En una vasta porción del N de México afloran rocas ígneas con un intervalo de edades distribuidas entre el Cretácico y el Neógeno (SGM, 2007). Estas se extienden a lo largo de varias provincias magmáticas que muestran diferentes características litosféricas, petrogenéticas y estructurales (Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Pindell & Kennan, 2002; Keppie, 2004). En general, los datos geoquímicos y petrográficos apoyan el origen de estas rocas a partir de la asociación del régimen convergente de la placa oceánica Farallón bajo la placa Norteamericana y a procesos distensivos cercanos al margen y en el interior del continente (*e.g.*, Umhoefer *et al.*, 2001; Chávez-Cabello, 2005; Ferrari *et al.*, 2005; Viera-Décida, 2006; Tristán-González *et al.*, 2009).

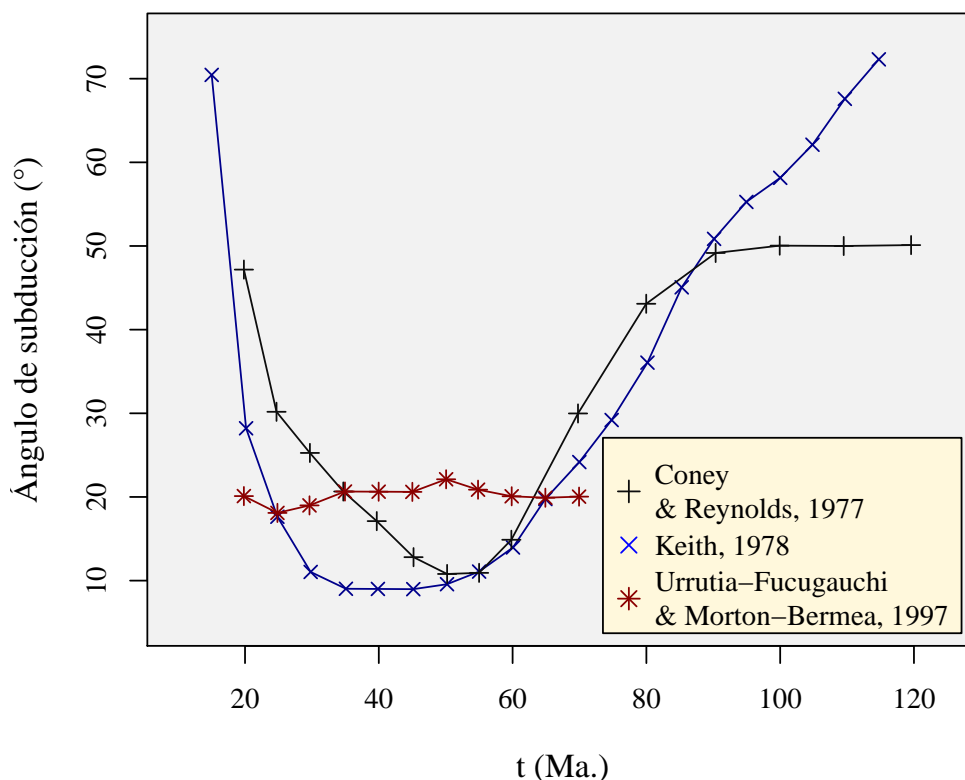
Con base en datos geocronológicos se han propuesto modelos tectónicos concernientes a la evolución de la actividad ígnea en el N de México, a partir del Mesozoico Tardío (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986; Urrutia-Fucugauchi & Morton-Bernea, 1997; Staude & Barton, 2001), integrándose en un patrón espacio-tiempo de migración, regresión y dispersión en relación a la paleotrinchera (Figura 1.1: Clark *et al.*, 1982), como resultado de cambios en la interacción entre las placas tectónicas. Estas hipótesis indican que, a partir del Cretácico, el arco magmático continental experimentó una migración de su frente hacia el interior del continente, asociado a una disminución del ángulo en la zona de Wadati-Benioff a causa del incremento en la tasa de convergencia. Posteriormente, a partir del Oligoceno este ángulo aumentó debido a una rotación regresiva (*roll-back*) de la placa subducida. Consecuentemente, el arco magmático tuvo una regresión en un tiempo relativamente corto hacia la paleotrinchera para su extinción. Conforme el frente de arco migró, la composición de los magmas cambió de cálcica y calcoalcalina cerca de la paleotrinchera, a calcoalcalina con alto K y alcalina, en las

rocas distantes al margen. Además, la velocidad de retiro de la placa oceánica produjo magmatismo bimodal (magmatismo de intraplaca y de arco continental) disperso, consistente con la transición de una tectónica de subducción a una de extensión continental (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986).



**Figura 1.1:** Distribución espacio-temporal de la actividad ígnea en el N de México a partir del Mesozoico tardío (Clark *et al.*, 1982). Los datos geocronológicos (t) están en función a la distancia de la paleotrinchera (D). Adicionalmente se presentan los componentes de la migración (M) y la regresión (R) del magmatismo.

De acuerdo con este modelo, la placa oceánica subdujo debajo de Norteamérica a una tasa aproximada de 12 a 15 cm/año en el intervalo de tiempo entre 80 y 30 Ma., teniendo una variación del ángulo de subducción de  $\sim 60^\circ$  en el Albiano ( $\sim 100$  Ma.) a  $15\text{--}20^\circ$  en el Maashtrichtiano ( $\sim 68$  Ma.), continuando con esta tendencia de bajo ángulo hasta el Rupeliano ( $\sim 30$  Ma.). A partir de ese momento, el proceso de regresión magmática estuvo acompañado de un incremento súbito del ángulo de subducción, llegando hasta  $\sim 70^\circ$  y una disminución en la tasa de convergencia con una velocidad de 5 cm/año (Figura 1.2: Coney & Reynolds, 1977; Keith, 1978; Urrutia-Fucugauchi & Morton-Bermea, 1997).



**Figura 1.2:** Ángulo en la zona de Wadati-Benioff en función del tiempo (t) del régimen convergente Norteamérica-Farallón a partir del Cretácico, en el área que comprende el NW de México y SW de los Estados Unidos. Estimados por Coney & Reynolds (1977), Keith (1978) y Urrutia-Fucugauchi & Morton-Bermea (1997).

Es importante señalar que este modelo tradicional presenta imprecisiones para los productos magmáticos distantes al margen continental, ya que: (A) se fundamentan con insuficientes puntos de muestreo, concentrándose en el NW de México y SW de los Estados Unidos, (B) omiten reconstrucciones paleogeográficas complejas y (C) cambios en el gradiente geotérmico que pueden reajustar los sistemas geocronológicos (Urrutia-Fucugauchi & Morton-Bermea, 1997). Sin embargo, estos modelos proporcionan las bases para la discusión de las diferentes características geoquímicas e isotópicas de las rocas ígneas aisladas del margen.

### 1.1.1 Magmatismo del Cretácico Tardío-Paleoceno

Durante el fin del Cretácico y el principio del Paleoceno, el magmatismo en el N de México estuvo dominado por la actividad magmática cordillerana nombrada “Larámide”, por ser contemporánea con el inicio de la deformación laramídica en Norteamérica. La actividad de este arco produjo rocas plutónicas y volcánicas en la Sierra Madre Occidental (SMOcc), que



se encuentran asociadas en el llamado Complejo Volcánico Inferior (CVI), por [Mc Dowell & Keizer\(1977\)](#). El CVI está constituido por grandes batolitos graníticos compuestos, que varían en composición desde diorita y cuarzodiorita a granito alcalino en Sonora, Sinaloa, su extensión con las Sierras Peninsulares en Baja California y en el bloque de Jalisco (*e.g.*, [Krummenacher et al., 1975](#); [Zimmermann et al., 1988](#); [Roldán-Quintana, 1991](#); [Valencia-Moreno et al., 2001](#)), además de una secuencia volcánica de composición predominantemente andesítica (*e.g.*, Formación Tarahumara ~90-60 Ma., [Wilson & Rocha, 1949](#); [Mc Dowell et al., 2001](#)). Cabe señalar que batolitos del Cretácico-Paleoceno podrían subyacer a la SMOcc, constituida principalmente por una secuencia ignimbrítica, ya que cuerpos dioríticos y graníticos del Cretácico son reportados en el centro de Chihuahua ([Mc Dowell & Mauger, 1994](#)), en el área de Nazas, al W de Durango ([Aguirre-Díaz & Mc Dowell, 1991](#)) y su prolongación en el N de Zacatecas ([Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán, 1983](#); [Sosa-Valdés, 2011](#)).

### 1.1.2 Magmatismo del Eoceno

A la actividad ígnea del Eoceno en el N de México se le considera una extensión del arco laramídico en el interior del continente y precursor de la explosión ignimbrítica del Oligoceno ([Ferrari et al., 2005](#)). Este episodio magmático inicia a los 46 Ma., después de un periodo de actividad ígnea escasa e intermitente y sigue prácticamente sin interrupciones hasta el pulso ignimbrítico del Oligoceno. Las rocas eocénicas se exponen principalmente en la periferia de la SMOcc y consisten generalmente en coladas riolíticas-andesíticas, cuerpos subvolcánicos y batolíticos que varían en composición de sienítica y diorítica a granodiorítica, además de pulsos ignimbríticos porfídicos (*e.g.*, [Henry & Fredrikson, 1987](#); [Wark et al., 1990](#); [Mc Dowell & Mauger, 1994](#); [Chávez-Cabello, 2005](#); [Nieto-Samaniego et al., 2005](#)). Es importante indicar que un mayor número de estudios geocronológicos y geoquímicos son necesarios para establecer con mayor precisión el alcance y el estilo del magmatismo eocénico en el N de México.

### 1.1.3 Magmatismo del Oligoceno-Mioceno Temprano

El magmatismo dentro de la SMOcc que cubre este periodo tradicionalmente se concentra en el llamado Supergrupo Volcánico Superior (SVS), consistente en ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos principales: (1) en el Oligoceno Temprano (32-28 Ma.) y (2) en el Mioceno Temprano (24-20 Ma.). Es importante señalar que el aspecto más peculiar del magmatismo de la SMOcc es la erupción de grandes volúmenes de magma silíceo (~300,000 Km<sup>3</sup>) en tiempos

relativamente cortos (4-5 Ma.). Estos pulsos, principalmente ignimbríticos, no son comunes en los arcos volcánicos y la discusión sobre su génesis en el N de México ha sido recurrente en la literatura (*e.g.*, [Cameron \*et al.\*, 1980a; 1980b; Cameron & Hanson, 1982; Verma, 1984; Ruiz \*et al.\*, 1988a; Cameron \*et al.\*, 1992; Mc Dowell \*et al.\*, 1999; Albrecht & Goldstein, 2000](#)).

El pulso silíceo del Oligoceno Temprano está compuesto principalmente por una potente secuencia de ignimbritas de flujos piroclásticos, ignimbritas de caída y lavas de composición silícica-intermedia que se emplazan de manera discordante al CVI y a rocas eocénicas, o a un basamento que incluye rocas proterozoicas en Sonora y Chihuahua. Varios estudios geocronológicos han demostrado que este primer y más extenso pulso ignimbrítico se dio con gran sincronismo a principio del Oligoceno en toda SMOcc, durante la transición entre un régimen tectónico contraccional a otro extensional ([Mauger, 1981; Wark \*et al.\*, 1990; Aguirre-Díaz & Mc Dowell, 1991; Mc Dowell & Mauger, 1994; Luhr \*et al.\*, 2001; Aranda-Gómez \*et al.\*, 2003](#)).

El segundo pulso silíceo de la SMOcc aflora principalmente en la parte S de la provincia, la cual se encuentra truncada al W por el fallamiento extensional asociado con la apertura del Golfo de California ([Ferrari \*et al.\*, 2002](#)), reanudándose con la Formación Comondú en la península de la Baja California ([Hausback, 1984; Umhoefer \*et al.\*, 2001](#)). Es importante señalar que ocurrieron coladas basáltico-andesíticas transicionales expulsadas después de cada pulso ignimbrítico, correlacionadas con las Andesita-Basálticas del Sur de la Cordillera (SCORBA: *Southern CORDilleran Basaltic Andesite*, [Cameron \*et al.\*, 1989](#)).

Por otro parte, para el Oligoceno-Mioceno Temprano se distribuye un cinturón discontinuo en el NE de México con orientación general NNW-SE, paralelo a la paleotrinchera, nombrado por [Demant & Robin \(1975\)](#) como la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). En su extremo septentrional, la PAOM se une a la provincia de Transpecos en Texas, al S parece estar parcialmente cubierta por la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y/o interactuar de manera compleja con ella, además se ha documentado que el desarrollo geológico configura una clara disminución cronológica N-S ([Cantagrel & Robin, 1979; James & Henry, 1991; Orozco-Esquivel \*et al.\*, 2003; Gómez-Tuena \*et al.\*, 2005](#)). Cabe señalar que la PAOM se relaciona con actividad extensional mostrando características geoquímicas de intraplaca caracterizada por un fallamiento normal ([Aranda-Gómez \*et al.\*, 2005](#)). Sin embargo, se ha reportado una firma geoquímica relacionada a subducción en algunos de los complejos ígneos ([Nick, 1988; Chávez-Cabello \(2005\); Viera-Décida, 2006](#)).

### 1.1.4 Magmatismo de intraplaca del Oligoceno Tardío-Neógeno

Conforme cesó el magmatismo de arco en el N de México, inició el magmatismo de intraplaca asociado al *Basin and Range* en las regiones situadas al E de la SMOcc y en la región circumspecta al Golfo de California (Henry & Aranda-Gómez, 2000; Martín-Barajas, 2000). La intensidad y el carácter de esta actividad ígnea variaron de manera sistemática de un lugar a otro, en este sentido, el magmatismo asociado al fallamiento normal de esta tectónica distensiva se desplazaron con un vector general NE-SW (Henry & Aranda-Gómez, 2000).

Por otro lado, complementariamente a las provincias magmáticas tradicionales del N de México (Demant & Robin, 1975; Moran-Zenteno *et al.*, 1994), se propuso la existencia de la Provincia Extensional del Norte México (PENM, Aranda-Gómez *et al.*, 2005), integrada por estructuras dispersas consideradas como productos de actividad magmática de tipo intraplaca, extravasadas principalmente en el Neógeno y cuya característica principal es el contenido de xenolitos del manto y/o de la parte profunda de la corteza. Es trascendente mencionar que este fenómeno es independiente de provincias volcánicas más antiguas, de límites entre provincias geológica-tectónicas actuales y de fronteras entre terrenos tectonoestratigráficos.

## 1.2. Alineamientos ígneos en el norte de México

Es razonable suponer que las zonas más débiles de la corteza permiten una mayor circulación de fluidos magmáticos. En el N de México se ha definido que varios de los alineamientos regionales de estructuras ígneas corresponden a límites de terrenos tectonoestratigráficos y/o fallas que delimitan dominios tectónicos regionales del basamento (Campa-Uranga & Coney, 1983; Keppie, 2004; Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Estas estructuras se reactivan en eventos de deformación o en una fase posterior de extensión y en muchos casos canalizando magmatismo de arco o de intraplaca. En este sentido, se ha documentado actividad ígnea relacionada a fallas regionales en el N de México (Figura 1.3: Balderas-Toral (2006) y Figura 1.4: <http://www.conabio.gob.mx/>).

- Falla La Babia (FLB): con dirección ~E-W, relacionada con el Cinturón Boquillas del Carmen-Sabinas (Gunderson *et al.*, 1986; Valdez-Moreno, 2001)
- Falla de San Marcos (FSM): con dirección ~E-W, relacionada con el Cinturón Candela-Monclova (Chávez-Cabello, 2005);
- Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT): con dirección ~NW-SE, limitando al SW a la provincia fisiográfica de La Mesa Central, relacionada con actividad ígnea donde

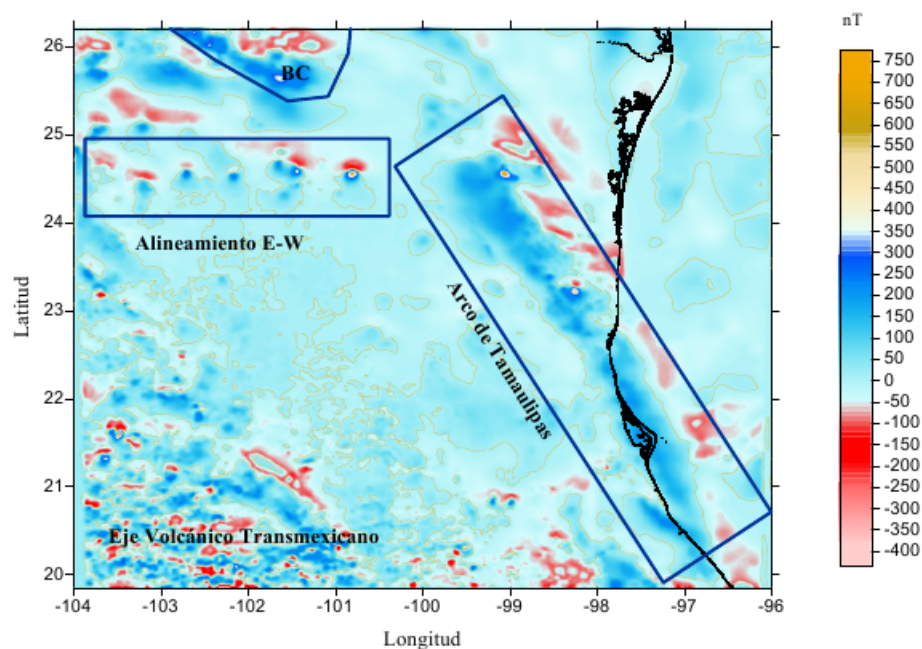
ocurre una vasta región minera (*e.g.*, Aguirre-Díaz & Mc Dowell, 1993; Silva-Romo, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005)

- La porción del extremo N del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA): con dirección ~N-S limitando la provincia fisiográfica de La Mesa Central (*e.g.*, La Paz, Real de Catorce) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Pinto-Linares *et al.*, 2008).

Por su parte, delimitando a la provincia fisiográfica de La Mesa Central hacia el N, los esfuerzos laramídicos (Cretácico Tardío) provocaron una serie de levantamientos y plegamientos de forma arqueada con vergencia general hacia el NNE-NE, lo que dio como resultado un complejo fallamiento dentro del Sector Transversal de Parras (Padilla y Sánchez, 1982; Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000), que al estar asociado a la actividad magmática de arco, produjo estructuras ígneas con una alineación general E-W (SGM, 2007, *e.g.*, El Peñuelo, Rocamontes, Concepción del Oro, San José de los Reyes, Pico de Teyra, San Rafael, Cerro Prieto, Velardeña, Coneto de Comonfort, Sapiorís-América y Papanton), que podrían estar asociados a fallas regionales (*e.g.*, Falla de Jimulco) sepultadas por la secuencia sedimentaria de la Sierra Madre Oriental (SMOr) en la parte N de Zacatecas y por ignimbritas del Oligoceno-Mioceno Temprano de la SMOcc, en la porción E de Durango.

El magmatismo dentro del Sector Transversal de Parras y su prolongación hacia el W ha sido descrito por diversos autores (*e.g.*, Buseck, 1966; Ohmoto *et al.*, 1966; Pantoja-Alor *et al.*, 1967; Swanson *et al.*, 1978; Clark *et al.*, 1982; Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán, 1983; Henry & Price, 1986; Gilmer *et al.*, 1988; Mc Dowell *et al.*, 1990; Aguirre-Díaz & Mc Dowell, 1991; Henry *et al.*, 1991; Castro-Reino, 2004; González-Guzmán, 2009; De la Garza-Grimaldo, 2010; Jasso-Saldaña, 2010; Sosa-Valdés, 2011), cuyo origen se ha relacionado al régimen de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica, que se estableció desde el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano.

Es importante mencionar que Balderas-Toral (2006) correlacionó las anomalías magnéticas que generan estas estructuras con el Alineamiento Torreón-Monterrey (~E-W). En este sentido, propuso denominar a este conjunto de intrusivos como el Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey (AITM, Figura 1.3: Balderas-Toral (2006) y Figura 1.4: <http://www.conabio.gob.mx/>).



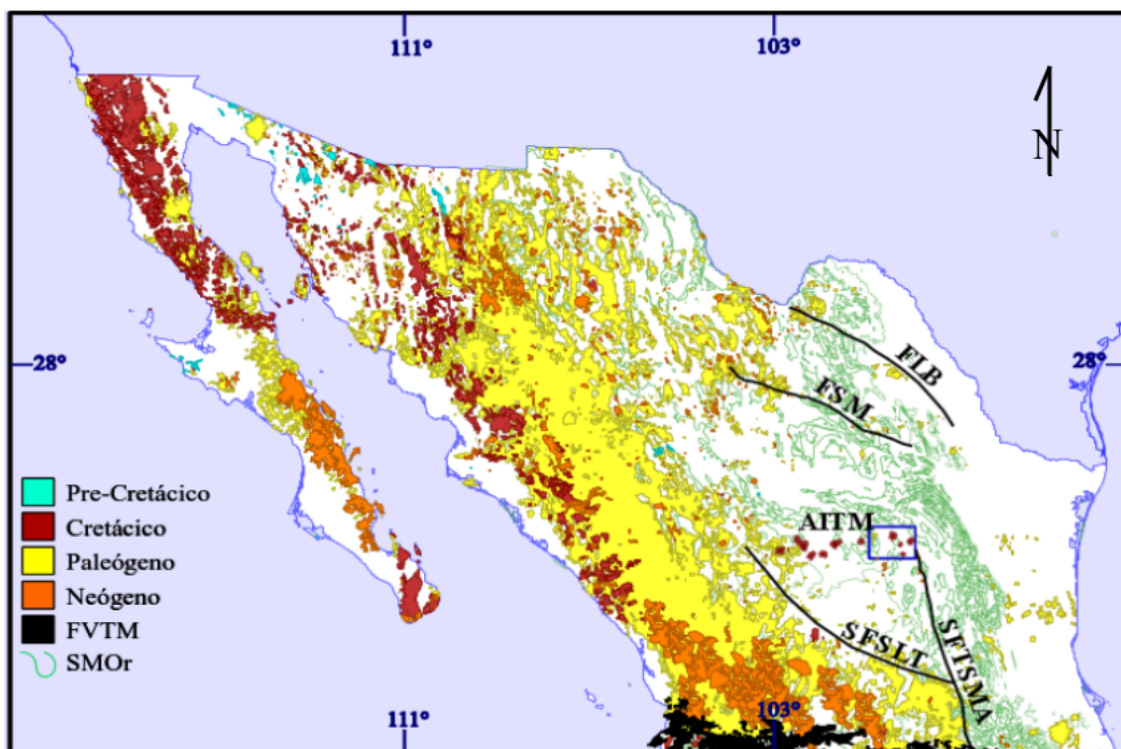
**Figura 1.3:** Mapa de anomalías magnéticas de aire libre del NE de México, presentando una correlación positiva con la elevación del terreno. Las principales anomalías magnéticas son: Arco de Tamaulipas, Bloque de Coahuila (BC), Eje Volcánico Transmexicano y el Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey (E-W) (Balderas-Toral, 2006).

### 1.3. Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro

De manera particular, relacionados al margen convergente en el N de México (Castro-Reino, 2004; González-Guzmán, 2009; De la Garza-Grimaldo, 2010; Jasso-Saldaña, 2010), se ha documentado una serie de intrusivos que regionalmente tienen una dirección de emplazamiento ~E-W y pertenecen a la porción E del AITM, entre la falla de San Tiburcio y el SFTS-MA, ubicados entre el extremo W de Nuevo León, extremo SE de Coahuila y N de Zacatecas, denominados colectivamente por Chávez-Cabello *et al.* (2007) como Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO).

Las estructuras que constituyen el CICO no se integran en las provincias magmáticas tradicionales del N de México, ya que se distribuyen entre el SE del Sector Transversal de Parras y el flanco SW de la Saliente de Monterrey, en la zona de traspas de la SMO<sub>r</sub> (Figura 1.4: CONABIO), emplazados principalmente en núcleos de anticlinales y a lo largo de fallas de cabalgadura, generados durante la deformación regional del Cretácico Tardío (Delgado-García & Morales-Acosta, 2010; Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010; Lozano-Serna, 2010).



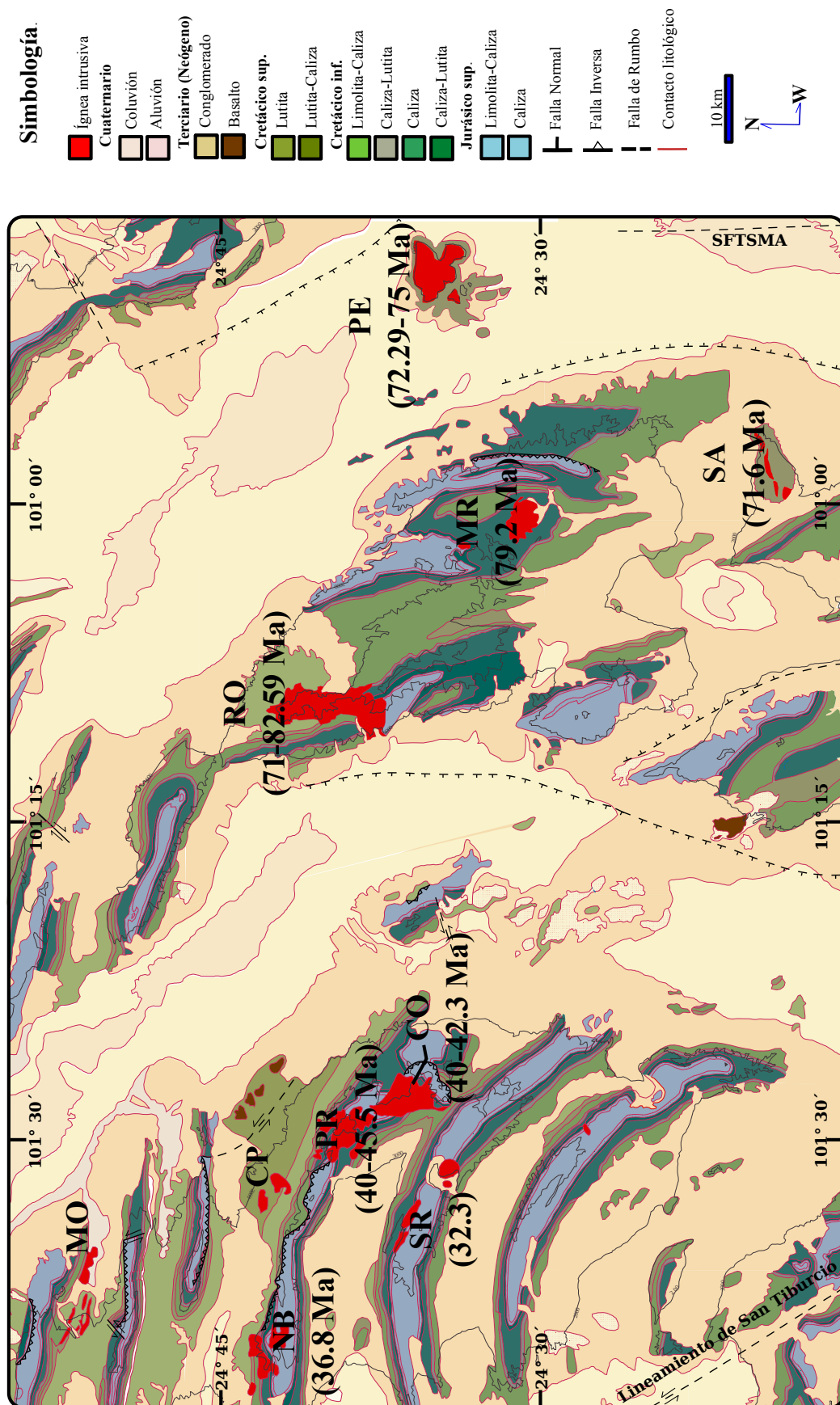


**Figura 1.4:** Mapa del N de México donde se muestran las rocas ígneas en relación con la edad de emplazamiento, las principales fallas regionales relacionadas con actividad magmática en el NE de México, la hipsografía de la Sierra Madre Oriental y el Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey, en donde se destaca el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (enmarcado azul). Las Abreviaturas son; AITM: Alineamiento de Intrusivos Torreón-Monterrey, FLB: Falla La Babia, FSM: Falla de San Marcos, SFSLT: Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Datos obtenidos a apartir de <http://www.conabio.gob.mx/>.

Los complejos intrusivos que integran el CICO (Figura 1.5: [SGM, 2000a](#)) se presentan en forma de *stocks*, *sills*, diques y lacolitos. Es importante señalar que las edades absolutas y relativas determinadas en los cuerpos de mayor volumen (Tabla 1.1) discriminan el cinturón en dos lapsos de tiempo geológico. Además, es posible dividir al CICO en dos regiones cuyas estructuras se alinean ~NNW-SSE:

(A) La porción E (CICO-E): con edades de emplazamiento del Cretácico Superior, que se encuentra constituido por los complejos intrusivos: (1) El Peñuelo (PE), (2) El Saltillito (SA), (3) Matehuapil-El Rabioso (MR) y (4) Rocamontes (RO).

(B) La porción W (CICO-W): con edades de emplazamiento que se incluyen en el Eoceno-Oligoceno y se encuentra constituido por los complejos intrusivos (1) Concepción del Oro-Providencia (CO-PR), (2) El Colorado-La Pachona (CP), (3) Melchor Ocampo (MO), (4) Noche Buena (NB) y (5) Santa Rosa (SR).



**Figura 1.5:** Mapa geológico del CICO, mostrando las edades absolutas determinadas por diversos autores (Tabla 1.1) (Modificado de SGM, 2000a). Las Abreviaturas son: CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillo, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y SR: Santa Rosa.

**Tabla 1.1:** Fechamientos determinados en el CICO

Intrusivo	Edad K-Ar (Ma.)	Edad U-Pb (Ma.)	Edad relativa
Concepción del Oro	37.5-40 <sup>(1,4)</sup>	41.8-42.3 <sup>(7)</sup>	Eoceno-Oligoceno <sup>(3)</sup>
Noche Buena	ND	36.8 <sup>(7)</sup>	Eoceno-Oligoceno <sup>(3)</sup>
Providencia	34.5-40 <sup>(2)</sup>	42.5-45.5 <sup>(7)</sup>	Eoceno-Oligoceno <sup>(3)</sup>
Santa Rosa	ND	32.3 <sup>(7)</sup>	Eoceno-Oligoceno <sup>(3)</sup>
El Peñuelo	75 <sup>(4)</sup>	72.2 <sup>(5)</sup>	ND
El Saltillito	ND	71.6 <sup>(7)</sup>	ND
Matehuapil	ND	79.2 <sup>(7)</sup>	ND
Rocamontes	71-80 <sup>(4)</sup>	82.6 <sup>(6)</sup>	ND

Para las edades K-Ar: Análisis de roca total de sienita determinadas en El Peñuelo y Rocamontes, análisis de biotita, muscovita y feldespato alcalino de monzodiorita graficadas en una isocrona para Concepción del Oro y Providencia. Para las edades U-Pb: Análisis de zircones de sienita para El Peñuelo, en cuarzo-monzonita en El Saltillito y Matehuapil, en cuarzo-monzodiorita para Rocamontes y granodiorita para Concepción del Oro, Noche Buena, Providencia y Santa Rosa. Referencias: (1) Buseck, 1966; (2) Ohmoto *et al.*, 1966; (3) Padilla y Sánchez, 1982; (4) Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán, 1983; (5) González-Guzmán *et al.*, 2009; (6) Delgado-García & Morales-Acosta, 2010; (7) Sosa-Valdés, 2011. Abreviatura; ND: No Disponible.

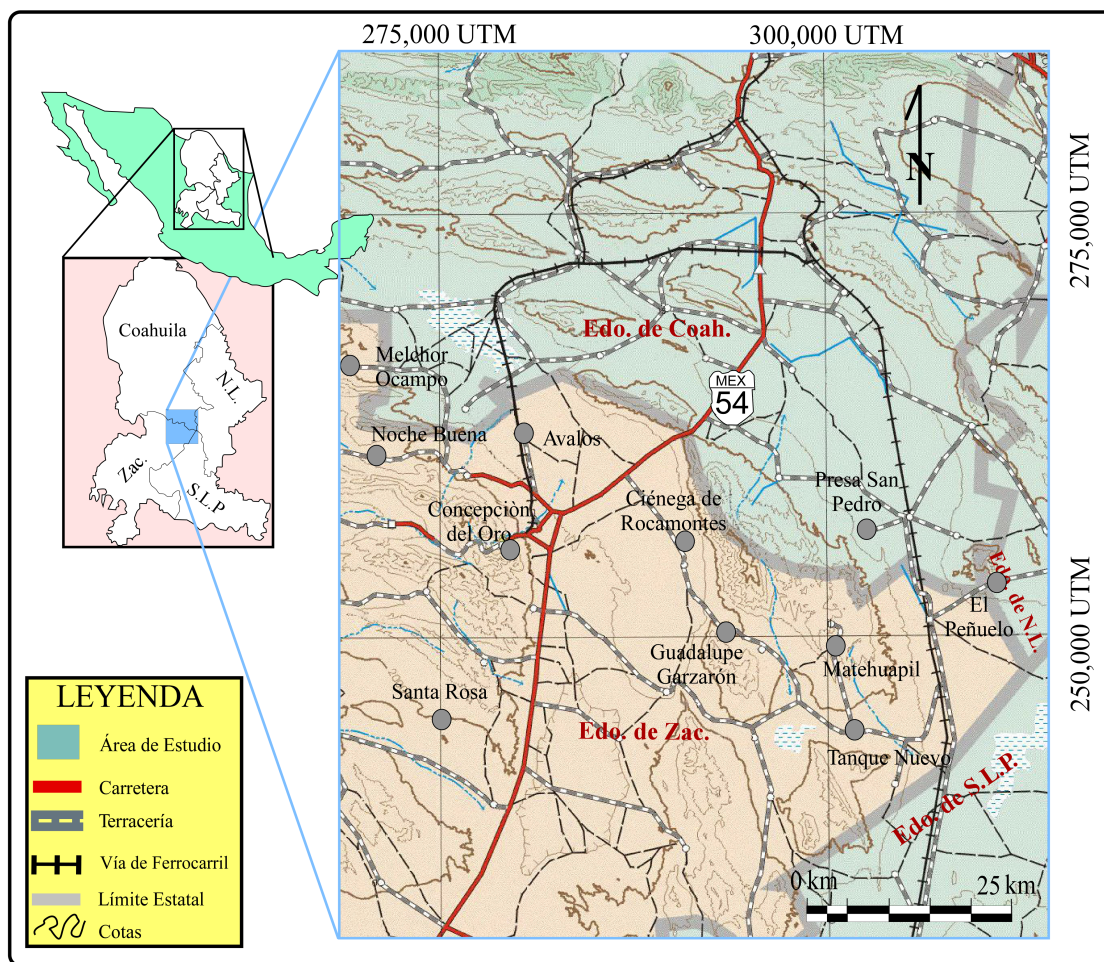
#### 1.4. Proyecto de estudio

La presente tesis representa la culminación de la primera etapa sobre el estudio de los intrusivos dentro del traspais de la Sierra Madre Oriental, auspiciada por el proyecto CONACyT: MAGMATISMO, DEFORMACIÓN Y METALOGENIA LARÁMIDE: ANÁLISIS DE LA SUBDUCCIÓN Y EL PAPEL DE LA LITÓSFERA EN EL NORTE DE MÉXICO, clave: 49528-F, conocido como proyecto “Geo Larámide”, cuyo objetivo principal es el de investigar el papel de la subducción de la placa Farallón sobre el magmatismo y la deformación Laramídica en el N de México.

##### 1.4.1 Localización y vías de acceso al área de estudio

El área de estudio configura una franja geográfica entre los límites de los estados de Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Zacatecas hasta la parte central del N de Zacatecas, dentro de las coordenadas geográficas: 24° 02' 30" y 24° 53' 30" de latitud N y entre los 100° 46' 45" y 101° 44' 45" de longitud W, cubriendo una área aproximada de 19,000 Km<sup>2</sup>. A partir de la ciudad de Monterrey, Nuevo León, el arribo principal al área de tesis es por la carretera federal No. 54 (Figura 1.6: Modificado de <http://www.maps-of-mexico.com/zacatecas>) que conecta a la ciudades de Monterrey, Saltillo y Concepción del Oro en dirección SW.





**Figura 1.6:** Localización y vías de comunicación en el área de estudio (<http://www.maps-of-mexico.com/zacatecas>).

Para llegar a Rocamontes y a El Peñuelo, a partir del entronque con Tanque Escondido, se toma el camino rural en dirección SE hasta llegar al Ejido Presa San Pedro, Coahuila, donde se puede arribar al Intrusivo Rocamontes o seguir en esa dirección hasta el Ejido El Peñuelo, Nuevo León, a pie del Intrusivo El Peñuelo. Siguiendo por la carretera federal No. 54 en el Km. 258 en el entronque que lleva a Ciénega de Rocamontes, se puede acceder al flanco W del intrusivo Rocamontes, siguiendo al SE se puede arribar a los intrusivos Matehuapil y El Saltillito, por medio de los poblados de Matehuapil y Tanque Nuevo, respectivamente.

Para introducirse al CICO-W, sobre la carretera federal No. 54 en el Km. 267 se ubica la ciudad de Concepción del Oro, Zacatecas, en donde parte del intrusivo de Concepción del Oro aflora y en donde se llega al intrusivo de Providencia por el camino empedrado a Mazapil. Aproximadamente 5 Km. antes de llegar a la ciudad de Concepción del Oro existe el entron-

que que lleva a los complejos intrusivos de El Colorado-La Pachona, Noche Buena y Melchor Ocampo, que a través de un camino de terracería a partir del poblado Los Novillos se accesa a estas estructuras. Por otra parte, para llegar al complejo intrusivo de Santa Rosa, a partir de la carretera federal No. 54, en el Km. 282 se ubica el entronque que lleva al poblado de Santa Rosa, aproximadamente 10 Km. al S del complejo intrusivo del mismo nombre.

#### 1.4.2 Trabajos previos

El área de interés para el presente trabajo corresponde a la zona de transición entre el Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, en la SMOOr donde se ha definido la estratigrafía, la geología estructural y la tectónica desde el punto de vista regional (*e.g.*, Böse, 1923; Böse & Cavins, 1928; Imlay, 1936, 1937, 1938; De Cserna, 1956; Tardy, 1972; 1980; Padilla y Sánchez, 1982; 1986; Goldhammer *et al.*, 1991; Gray & Johnson, 1995; Goldhammer, 1999; Marrett & Aranda-García, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

De este modo, existen pocos trabajos publicados acerca de las estructuras que integran el CICO: Rogers *et al.* (1961), describieron la relación de las rocas intrusivas con los depósitos de fosfatos; Rogers *et al.* (1963, 1964), describieron afloramientos de rocas plutónicas del N de Zacatecas y áreas adyacentes; Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán (1983) determinaron algunas edades con el método K-Ar, a partir de rocas ígneas de la región; Martínez-Ramos & Rivera-Martínez (1992) sintetizaron los reportes de las exploraciones geológico-mineras realizadas por el COREMI (Consejo de Recursos Minerales) en los 1970's y 1980's. Sin embargo, el trabajo mas completo es la tesis doctoral de Castro-Reino (2004) realizando su tesis doctoral, con énfasis en las mineralizaciones producidas por los emplazamientos ígneos.

De manera particular, el CICO-W se distingue desde la época colonial en México por sus distritos mineros ricos en metales preciosos (Au y Ag), así como minerales de Cu, Fe, Pb y Zn, donde los mayores yacimientos se asocian al *skarn*. Los primeros trabajos documentados en esta porción del cinturón, principalmente en el complejo de Concepción del Oro y Providencia son de: Burckhardt (1906a, 1906b, 1907), reportando mapas geológicos y guías de campo; Chase (1909) describiendo yacimientos metalíferos; y Bergeat (1910), con un extenso estudio petrográfico de las rocas intrusivas y de las formaciones litológicas presentes en el contacto ígneo. Posteriormente, se han documentado artículos y tesis doctorales relacionados a la metalogénia, mineralogía, prospección y saneamiento de estos distritos mineros (Krieger, 1940; Triplett, 1952; Rogers *et al.*, 1956; Buseck, 1962, 1966; Mapes-Vázquez *et al.*, 1964; Sawkins, 1964; Ohmoto *et al.*, 1966; Rye, 1966; Rye & O'Neil, 1968; Puchner & Holland, 1966; Rye &

Haffty, 1969; Martínez-Vacio, 1973; Roegge *et al.*, 1974), además de una cantidad indefinida de documentos inéditos generados por compañías mineras.

Las organizaciones gubernamentales extintas como el Consejo de Recursos Naturales No Renovables y el COREMI, llevaron a cabo estudios de reconocimiento geológico y geoquímico determinando el potencial minero del CICO-E (Lee-Moreno & Ramos-Durán, 1958; Arriaga-Meléndez, 1977; Martínez-Ramos, 1986, 1988). Por otra parte, García-Abdeslem (2008) desarrolló un modelo inverso de campo magnético total, apoyándose en la anomalía de El Peñuelo y Velasco-Tapia *et al.* (2011) reportaron un estudio petrográfico y geoquímico del mismo complejo. Además, González-Guzmán *et al.* (2009) presentaron la edad U-Pb en zircones de la sienita, roca que ocupa el mayor volumen de roca aflorante en esta estructura.

Recientemente, se han desarrollado tesis de licenciatura auspiciadas por el proyecto “Geo Larámide”, recabando edades absolutas U-Pb (Sosa-Valdés, 2011) para algunos cuerpos intrusivos del CICO, información cartográfica, petrográfica, estructural y geoquímica a detalle de El Peñuelo (González-Guzmán, 2009; Lozano-Serna, 2010) y Rocamontes (Delgado-García & Morales-Acosta, 2010; De la Garza-Grimaldo, 2010; Jasso-Saldaña, 2010), además de estudios geológico-estructurales de Concepción del Oro y Providencia (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010), del intrusivo La Pachona (Martínez-Silva, *en proceso*) y del complejo Santa Rosa (Ramírez-Peña, 2011).

Por otro lado, la información cartográfica actualizada de carácter regional escala 1:250,000 fue reportada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2000a: Carta Concepción del Oro G14-10), así como también varios mapas a escala 1:50,000 que abarcan parte del área de estudio (*e.g.*, SGM, 2004a: Carta Presa San Pedro G14-C63; SGM, 2004b: Carta Concepción del Oro G14-C62). Adicionalmente, se ha publicado un mapa con la información aeromagnética publicado por el SGM a escala 1:250,000 (SGM, 2000b) y su texto explicativo (Hernández-Pérez *et al.*, 1997).

### 1.4.3 Hipótesis

A partir de fechamientos isotópicos se han dividido los complejos ígneos del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro en dos grupos (CICO-W y CICO-E). De este modo, se plantea que los dominios tectónicos y las regiones fuentes de las dos porciones pueden ser diferentes, además de la composición de los magmas, los procesos de diferenciación y los componentes que originaron las rocas de ambos sectores.

#### 1.4.4 Objetivo

Integrar información petrográfica, geoquímica e isotópica Sr-Nd para proponer un modelo petrogenético conceptual que explique el origen de la diversidad litológica del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Así como establecer la relación existente de los complejos intrusivos del área de estudio con el régimen convergente de la placa oceánica Farallón bajo la placa Norteamericana.

#### 1.4.5 Metas

1. Complementar el muestreo a detalle de los intrusivos del área de estudio a partir de trabajos previos, identificando polos composicionales.
2. Realizar un estudio petrográfico del material muestreado y revisión de secciones delgadas de trabajos previos.
3. Establecer la composición química en elementos mayores y traza incluyendo Lantánidos (La-Lu, Z=57-71) de las muestras seleccionadas.
4. Determinar las relaciones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras seleccionadas.
5. Llevar a cabo el manejo clásico de información geoquímica e isotópica para rocas cuar-zofeldespáticas, que incluye la elaboración de la Norma CIPW, diagramas de variación y de discriminación, así como diagramas normalizados de elementos traza y de relaciones isotópicas.
6. Establecer un modelo petrogenético conceptual en el marco regional del CICO, considerando el régimen tectónico del N de México.

#### 1.4.6 Metodología

La metodología del presente trabajo se divide en las siguientes etapas:

- **Gabinete** (Primera etapa): Se realizó una documentación bibliográfica detallada de información geológico estructural y geoquímica, relacionada con las rocas ígneas que forman parte del CICO, obteniendo una base de datos geoquímica. Además de una recopilación cartográfica y de imágenes (fotografías aéreas y/o de satélite disponibles), para la generación de mapas base a utilizar para la integración de un mapa regional del CICO.

- **Campo** (Segunda etapa): Se llevó a cabo un muestreo regional selectivo de: (A) CICO-E (n=5): Complejos Intrusivo Matehuapil-El Rabioso y El Saltillito, complementando el muestreo a detalle de [González-Guzmán \(2009\)](#); [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#) y (B) CICO-W (n=19): Complejos Intrusivo Concepción del Oro-Providencia, El Colorado-La Pachona, Melchor Ocampo, Noche Buena y Santa Rosa.
  
- **Laboratorio** (Tercera etapa): A partir secciones delgadas realizadas para este estudio y realizando una revisión de las láminas delgadas utilizadas por [González-Guzmán \(2009\)](#); [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#), se efectuó una clasificación y caracterización de la mineralogía en las muestras colectadas. Se efectuó un tratamiento de molienda a las muestras seleccionadas para este estudio, para análisis geoquímico e isotópico. Los polvos generados fueron utilizados para: (A) determinar la composición de elementos mayores de las muestras seleccionadas, en un sistema de Fluorescencia de Rayos X (FRX), (B) obtener la composición de elementos traza de las muestras seleccionadas con un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) y (C) para el análisis isotópico de Sr, Sm y Nd con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica, en el que se incluyen además muestras recolectadas por [González-Guzmán \(2009\)](#); [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#).
  
- **Gabinete** (Cuarta etapa): Se determinó un modelo petrogenético conceptual desde el punto de vista regional, por medio de la información geoquímica e isotópica y realizando una modelación cuantitativa, se estableció las regiones fuentes y los procesos ígneos dominantes que dieron origen a los complejos intrusivos del CICO.

# Sistemas Isotópicos como Trazadores en Modelos Petrogenéticos

---

### 2.1. Introducción del capítulo

Desde hace casi seis décadas se inició el desarrollo de la geoquímica isotópica, disciplina que aplica la información de las relaciones isotópicas, en las que se incluyen núclidos involucrados en procesos de radioactividad natural, debido al decaimiento espontáneo. Recientemente se han logrado avances importantes en esta área, gracias al progreso en el conocimiento de las constantes de decaimiento, el desarrollo de espectrómetros de masas modernos con varios colectores, una adecuada adquisición y manejo estadístico de datos y el mejoramiento de las técnicas de separación química de elementos. ([Dickin, 2005](#); [Allègre, 2008](#)).

De forma particular, los procesos petrogenéticos de rocas ígneas son difíciles de interpretar, es por esto que la información isotópica que engloba núclidos radioactivos, además de establecer la edad de rocas y minerales, es una herramienta importante para establecer modelos, ya que las relaciones de ciertos núclidos tienen la cualidad de ser trazadores para las diferentes fuentes magmáticas y en procesos complejos de mezclas ([Albarède, 1996](#); [Dickin, 2005](#)). Para este efecto, las relaciones isotópicas fueron integradas en dos modelos generales: (A) para identificar componentes de diferentes fuentes que han contribuido a un sistema magmático en un periodo geológico relativamente corto (*e.g.*, la contaminación de basaltos por corteza continental) y (B) para estudiar la evolución de una región fuente durante un largo periodo geológico (*e.g.*, la evolución del manto terrestre), aplicando diversos diagramas de correlación isotópica e incorporando modelos cuantitativos ([Albarède, 1996](#)). Para estos fines se destacan los sistemas isotópicos tradicionales Rb-Sr, Sm-Nd, Th-Pb y U-Pb.



Los elementos involucrados en los sistemas isotópicos tradicionales están presentes en todos los tipos de rocas, en concentraciones que varían desde algunas ppb, hasta cientos de ppm. Estos elementos se concentran generalmente en minerales en los cuales pueden substituir a elementos mayores, *e.g.*, el Sr substituye al Ca, el Rb al K, el U al Zr etc. Es importante reconocer que durante los procesos de generación de magmas los cocientes de las relaciones isotópicas no cambian, ya que estos procesos no distinguen las diferentes masas de la misma especie. Contrariamente, los procesos de mezcla y asimilación sí son capaces de alterar las relaciones isotópicas de los componentes que intervienen y por ello pueden ser modelados en términos numéricos. (Hernández-Bernal *et al.*, 2000)

## 2.2. Sistemas isotópicos en la evolución planetaria

La composición isotópica de la Tierra ha cambiado a partir de su origen, como consecuencia de la diferenciación terrestre y del decaimiento radioactivo de cada par isotópico padre-hija (Tabla 2.1), además se debe tomar en consideración que cada sistema es afectado de forma diferente por cualquier proceso geológico dado, debido a las características geoquímica de los núclidos involucrados (Rollinson, 1993). En las siguientes subsecciones se explicará brevemente la evolución de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd, Th-Pb y U-Pb a nivel planetario.

**Tabla 2.1:** Características principales de los sistemas isotópicos tradicionales usados como trazadores petrogenéticos.

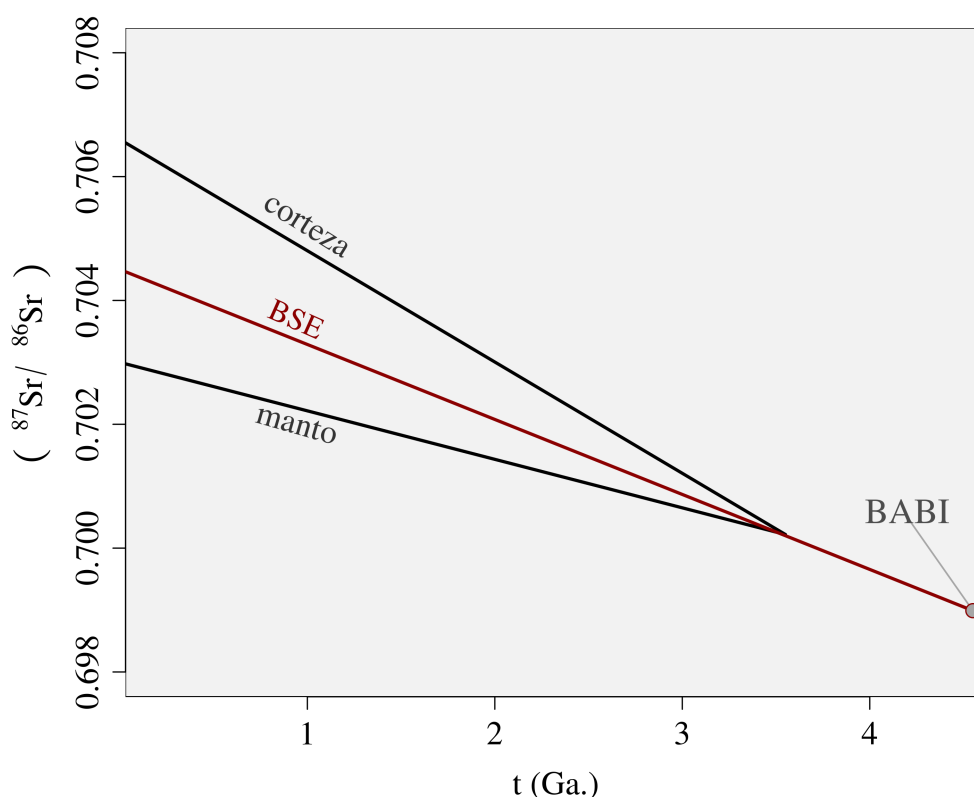
Par isotópico	Tipo de decaimiento	$\lambda$ ( $a^{-1}$ )	$t_{\frac{1}{2}}$ (a)
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$\beta^-$	<sup>(1)</sup> $1.42 \times 10^{-11}$	$4.88 \times 10^{10}$
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	$\alpha$	<sup>(3)</sup> $6.54 \times 10^{-12}$	$1.06 \times 10^{11}$
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	$8 \times \alpha, 6 \times \beta^-$	<sup>(2)</sup> $1.55125 \times 10^{-10}$	$4.468 \times 10^9$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	$7 \times \alpha, 4 \times \beta^-$	<sup>(2)</sup> $9.8485 \times 10^{-10}$	$0.7038 \times 10^9$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	$6 \times \alpha, 4 \times \beta^-$	<sup>(2)</sup> $0.49475 \times 10^{-10}$	$1.401 \times 10^{10}$

Símbolos:  $\lambda$  : constante de decaimiento (reportada como inverso en tiempo);  $t_{\frac{1}{2}}$ : vida media (reportada en años). Referencias: <sup>(1)</sup>Neumann & Huster, 1976; <sup>(2)</sup>Steiger & Jäger, 1977; <sup>(3)</sup>Lugmair & Marti, 1978.

### 2.2.1 Sistema isotópico Rb-Sr en la evolución planetaria

Debido a las condiciones que prevalecieron en la nebulosa solar, la relación Rb/Sr que heredó la Tierra ( $\sim 0.025$ ) es 20 veces menor a la que se encuentra en el Sol (0.5) (Krogh & Hurley, 1968; De Paolo, 1980). Procesos magmáticos subsecuentes han fraccionado fuertemente el Rb y el Sr, de tal forma que el modelo de evolución isotópica de este sistema (Figura 2.1: Dickin, 2005) considera que inicialmente la Tierra tuvo una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  homogénea ( $0.69899 \pm 0.000047$ , Papanastassiou & Wasserburg, 1968).

La relación inicial referida (BABI: *Basaltic Achondrite Best Initial*) se obtiene de los meteoritos acondríticos, ya que estos objetos muestran evidencias de haber experimentado procesos de fusión y diferenciación en los albores del sistema solar (Papanastassiou & Wasserburg, 1968; Birk & Allègre, 1978). Además, a partir de la evolución del BABI, la composición actual teórica de los reservorios silicatados (BSE: *Bulk Silicate Earth*) ha sido determinada por De Paolo & Wasserburg (1976a) ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045 \pm 0.0005$ ).



**Figura 2.1:** Esquema evolutivo del sistema Rb-Sr en la diferenciación terrestre, graficando la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs tiempo (Dickin, 2005). Abreviaturas; BABI: *Basaltic Achondrite Best Initial*, Ga: Giga-años, BSE: *Bulk Silicate Earth*.



En contraste, los elementos que forman el sistema Rb-Sr presentan grandes diferencias geoquímicas. Comparado con los otros sistemas de interés petrológico, muestran el grado de incompatibilidad mas grande entre padre e hija isotópicos. El Rb es más incompatible que el Sr, como resultado ingresa en el magma (durante la fusión parcial de una roca fuente) en un mayor grado que el Sr y es evidente una gran transferencia de Rb que originalmente radicaba en el manto hacia la corteza (58 %, [Rudnick & Gao, 2003](#)). Además, se considera que el Sr es un elemento relativamente inmóvil bajo condiciones hidrotermales o de metamorfismo, mientras que el Rb es un elemento que es afectado en mayor grado por estos eventos ([Faure, 1986](#); [Dickin, 2005](#)).

### 2.2.2 Sistema isotópico Sm-Nd en la evolución planetaria

El comportamiento del sistema Sm-Nd es diferente al sistema Rb-Sr, ya que las REE son refractarios en términos de la secuencia de condensación de la nebulosa solar. Por ello, el fraccionamiento padre-hija durante la condensación de la Tierra debió ser menos intenso. Además, estos elementos no pudieron ser incorporados en el núcleo, por lo que no hubo fraccionamiento de Sm y Nd en etapas tempranas de la evolución planetaria ([De Paolo, 1988](#); [Dickin, 2005](#)). Sin embargo, un fraccionamiento posterior de Sm y Nd ocurrió por procesos magmáticos en la porción silicatada de la Tierra (Figura 2.2: [De Paolo, 1988](#)).

Es importante señalar que a partir de las relaciones isotópicas del sistema Sm-Nd en meteoritos condriticos, se acuñó el término CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*, [De Paolo & Wasserburg, 1976a](#)), dando un valor numérico a la descripción de la diferenciación magmática de la Tierra para estos núclidos (Tabla 2.2). Este modelo asume que el Nd terrestre ha evolucionado a partir de un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es cercano a la nebulosa solar primordial ([Dickin, 2005](#)). En este sentido, es trascendente comentar que las variaciones de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en la naturaleza son muy pequeñas, por lo tanto, su representación en términos de la desviación ( $\varepsilon$ ) a partir de un valor estándar actual (CHUR) da un mejor significado a este parámetro definiéndolo en la Ecuación 2.1:

$$\varepsilon_{CHUR}^0 = \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{hoy}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR.hoy}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2.1)$$

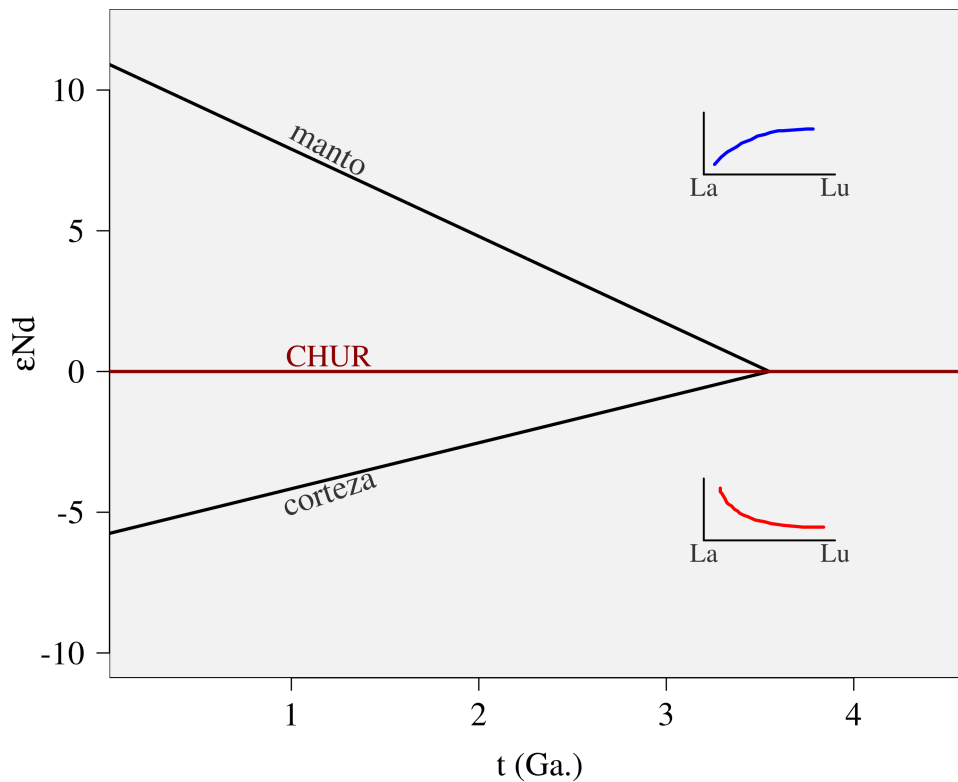
en donde  $\varepsilon_{CHUR}^0$  indica la desviación de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  actual en la roca, respecto al valor CHUR actual.

Por otra parte, para un tiempo determinado, el valor  $\varepsilon$  en referencia al valor CHUR a partir de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  se determina a partir de la Ecuación 2.2:

$$\varepsilon_{CHUR}^t = \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR.t}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2.2)$$

en donde  $\varepsilon_{CHUR}^t$  indica la desviación de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial en la roca, respecto al valor CHUR en  $t$  años.

Debido al comportamiento geoquímico de los REE en los reservorios silicatados terrestres, los valores de  $\varepsilon_{CHUR}^0$  (o simplemente  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ ) en la corteza continental son negativos, en contraste, los valores positivos del manto son debido a la gran cantidad de magma extraído a partir de la diferenciación corteza-manto residual (Figura 2.2: De Paolo, 1988). Es importante señalar que generalmente los procesos metamórficos y sedimentarios no alteran las relaciones isotópicas de este sistema, conservando los valores de su fuente original (Allègre, 2008).



**Figura 2.2:** Esquema evolutivo del sistema Sm-Nd en la diferenciación terrestre, graficando la relación  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  vs tiempo (De Paolo, 1988). Adicionalmente se muestra el comportamiento de los REE en los reservorios terrestres silicatados. Abreviaturas; CHUR: *Chondritic Uniform Reservoir*, Ga: Giga-años.

**Tabla 2.2:** Relaciones del sistema Sm-Nd, aceptados internacionalmente referentes al modelo CHUR.

$(\text{Sm}/\text{Nd})_C$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_C$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_C$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_C$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_M$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_M$
0.325 <sup>(1)</sup>	0.50663 <sup>(2)</sup>	0.512638 <sup>(3)</sup>	0.1967 <sup>(4)</sup>	0.513114 <sup>(5)</sup>	0.2137 <sup>(5)</sup>

En donde el subíndice  $C$  indica los valores actuales de CHUR,  $^0_C$  el valor de CHUR inicial de la Tierra,  $M$  el valor de CHUR actual del manto empobrecido. <sup>(1)</sup>Wasserburg *et al.*, 1981; <sup>(2)</sup>Hawkesworth & Van Calsteren, 1984; <sup>(3)</sup>Goldstein *et al.*, 1984; <sup>(4)</sup>Peucat *et al.*, 1989; <sup>(5)</sup>Michard *et al.*, 1985.

### 2.2.2.1 Edades modelo de Nd ( $T_{CHUR}$ y $T_{DM}$ )

La evolución del sistema Sm-Nd, a partir de meteoritos condriticos (CHUR), emula la evolución de la Tierra indiferenciada. Este desarrollo es la base para el cálculo de la edad modelo a partir del CHUR ( $T_{CHUR}$ , De Paolo & Wasserburg, 1976b; Mc Culloch & Wasserburg, 1978). Hay que señalar que la utilidad de este sistema isotópico como trazador petrogenético es debido a que la corteza continental adquiere, como resultado de la diferenciación ígnea, una relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ~45 % inferior a la del Manto residual. Con base en este principio se calcula la edad modelo a partir del manto empobrecido ( $T_{DM}$ ). Además, es trascendente mencionar que la evolución isotópica de este sistema, a partir de este componente, es la mejor referencia de la separación de los materiales del manto en la roca si la relación Sm/Nd de la muestra no fue perturbada (De Paolo, 1981).

De esta forma, las edades modelo del sistema Sm-Nd representan el tiempo promedio desde que la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de la roca, era igual a la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  del CHUR y del manto empobrecido. Partiendo de esta premisa se obtienen las ecuaciones 2.3 y 2.4:

$$T_{CHUR} = \frac{\ln}{\lambda} \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_M - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{CHUR}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_M - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{CHUR}} + 1 \right] \quad (2.3)$$

$$T_{DM} = \frac{\ln}{\lambda} \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_M - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_M - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} + 1 \right] \quad (2.4)$$

en donde el subíndice  $M$  indica la relación medida en la roca.

### 2.2.3 Sistema isotópico U/Th-Pb en la evolución planetaria

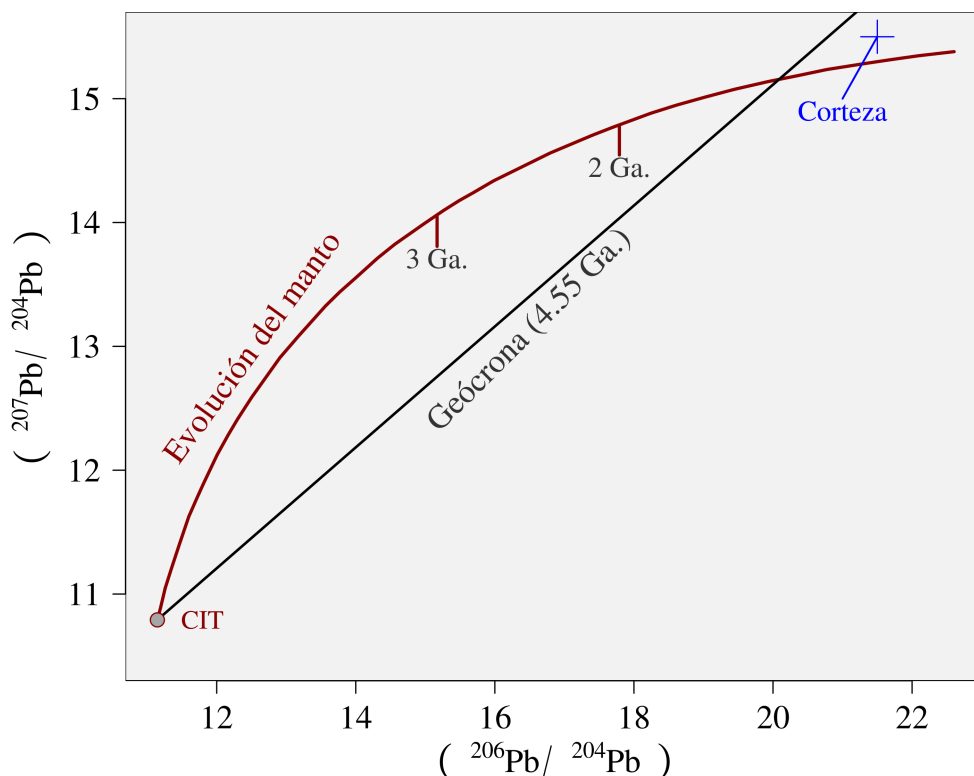
El régimen isotópico U/Th-Pb representa varios esquemas de decaimiento radioactivo independientes y complejos, debido a que están involucrados tres sistemas diferentes ( $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$  y  $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ ). Hay que señalar que los pares U-Pb y Th-Pb exhiben un comportamiento geoquímico que es intermedio entre el observado para Sm-Nd y Rb-Sr. Por su parte, las relaciones U/Th/Pb debieron ser muy pequeñas en la nebulosa solar, como es evidenciado por las abundancias actuales en el Sol. Cuando descendió la temperatura durante la acreción terrestre, el U y el Th se condensaron antes que el Pb, por ello, la Tierra se formó con una relación U/Th/Pb mayor que la relación de la nebulosa al momento de la condensación ( $\sim 4.5$  Ga) (Rollinson, 1993; Hernández-Bernal *et al.*, 2000).

Es importante señalar que los isótopos de Pb ( $^{206}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}$ ) que produce el U ( $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$ ) muestran un comportamiento contrastante, debido a diferencias en la velocidad de decaimiento de estos sistemas isotópicos (Tabla 2.1). En el principio de la historia de la Tierra, el  $^{235}\text{U}$  decayó rápidamente relativo a  $^{238}\text{U}$ , de tal forma que  $^{207}\text{Pb}$  evolucionó de forma acelerada con el tiempo. De esta forma, las abundancias de  $^{207}\text{Pb}$  representan un indicador extremadamente sensitivo de una fuente geológicamente vieja. Sin embargo, actualmente el  $^{235}\text{U}$  está casi extinto y el decaimiento de  $^{238}\text{U}$  es más importante dentro de la historia reciente de la Tierra (Rollinson, 1993).

La relación U/Th en los albores de la Tierra fue calculada a partir de meteoritos condritico ( $4.0 \pm 0.2$ , Rocholl & Jochum, 1993), manteniéndose sin cambio durante la diferenciación corteza-manto. Sin embargo, durante este periodo la relación U/Th/Pb se incrementó en el reservorio cortical, no obstante, cabe recordar que el U es fácilmente movilizado en un ambiente oxidante, teniendo el potencial de ser reciclado devuelta al manto. En este sentido, las diferentes regiones fuente en la corteza han sido estudiadas por medio de la composición isotópica de minerales con relaciones relativamente altas de U/Pb (Rollinson, 2007).

Por otra parte, un comportamiento particular de este sistema es que la curva de evolución del manto en la gráfica  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  se extiende mas allá de la línea de geócrona de los 4.55 Ga. (Figura 2.3: Kramers & Tolstikhin, 1997), dando como resultado un problema de balance de masas entre los reservorios silicatados (corteza-manto). A este paradigma se le conoce como “paradoja del Pb” que indica que la corteza y el manto no pueden ser reservorios complementarios para este elemento y que debe haber por lo menos un reservorio terrestre adicional. Una posible explicación a este problema es que pudo haber un fraccionamiento del U

respecto al Pb como resultado de la formación del núcleo, debido a la tendencia calcófila del Pb. El resultado fue una porción silicatada con relaciones U/Pb altas (manto y corteza) y un núcleo con relaciones U/Pb bajas (Elliott *et al.*, 1999).



**Figura 2.3:** Esquema del sistema U-Pb mostrando la curva de evolución del manto, graficando la relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , adicionalmente se grafica la línea de geócrona de los 4.55 Ga y la composición promedio de la Corteza continental, evidenciando la “paradoja del Pb” (Kramers & Tolstikhin, 1997). Abreviaturas; CIT: Composición Inicial de la Tierra.

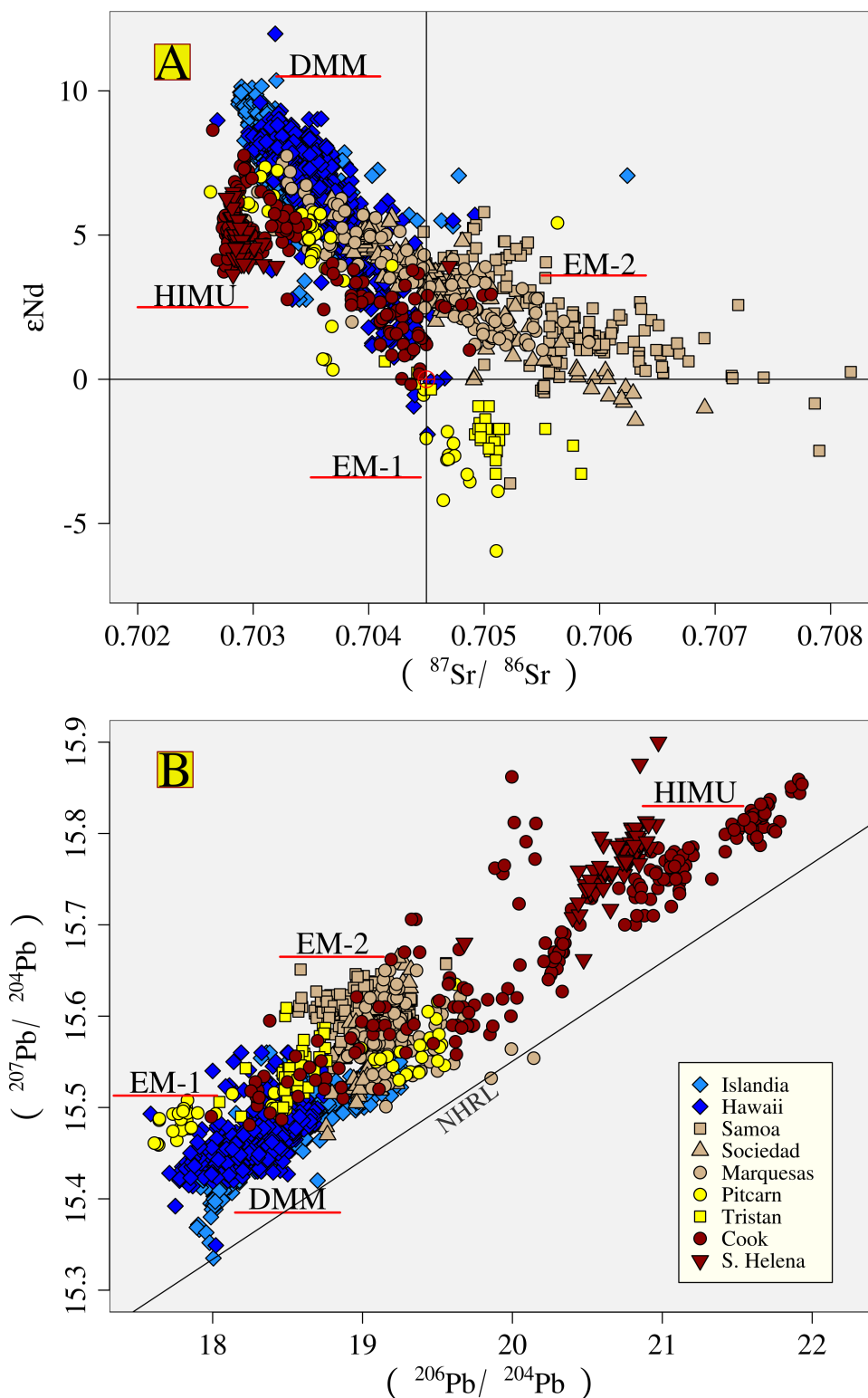
### 2.3. Componentes isotópicos del manto

Dentro de la geoquímica isotópica existe un particular interés en las composiciones OIB (*Ocean Island Basalt*), ya que las relaciones isotópicas de estas rocas sugieren que proceden de forma sistemática de regiones diferentes en el manto (e.g., Hofmann & Hart, 1978; Zindler & Hart, 1986). En este sentido, Zindler & Hart (1986) a partir de las relaciones isotópicas determinadas en islas oceánicas reconocieron los componentes mantélicos (Figura 2.4: GEOROC), denominados como: DMM (*Depleted Middle Ocean Ridge Basalt Mantle*), EM-1 (*Enriched Mantle-1*), EM-2 (*Enriched Mantle-2*), HIMU (*High $\mu$* ;  $\mu = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}, t=0)$ ) y PREMA (*Prevalent Mantle*), este último acrónimo remplazado generalmente por FOZO (Focal Zone, Hart *et al.*, 1992).

El DMM se caracteriza por relaciones altas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y bajas para  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , comparadas a las que presentan las condritas (*e.g.*, usando como referencia el CHUR). Esta región se considera como la fuente de los basaltos tipo N-MORB (*Normal-Middle Ocean Ridge Basalt*) (Zindler & Hart, 1986). La identificación del DMM generó una hipótesis que considera que el manto superior original tuvo una composición condrítica y de la cual se formó la corteza por fusión parcial. Cabe señalar que el término empobrecido (*depleted*) significa que es deficiente en elementos incompatibles (Rollinson, 1993).

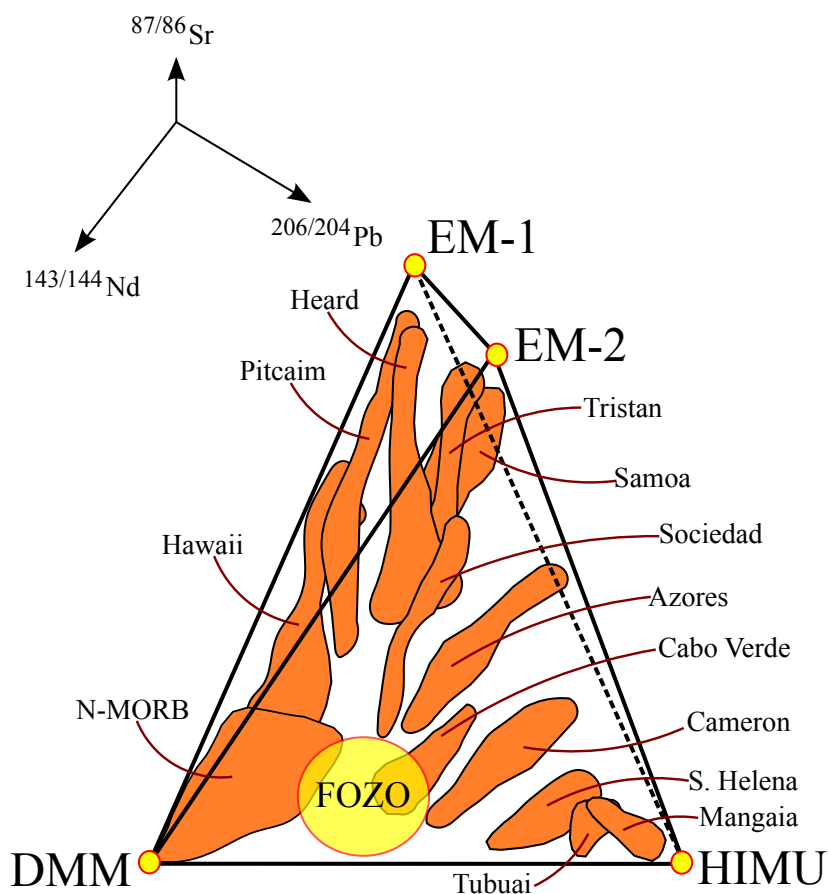
Por otra parte, el componente EM-1 se caracteriza por relaciones relativamente bajas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , relativamente altas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y un contenido semejante de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , comparadas con el DMM. La explicación sobre el origen del EM-1 es controvertido (Mc Kenzie & O'nions, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1986; Mahoney *et al.*, 1991; Milner & Le Roex, 1996; Plank & Langmuir, 1998), postulándose dos teorías al respecto: (1) producto del reciclado de litósfera subcontinental e (2) integrando la composición de sedimentos pelágicos en corteza oceánica subducida. Por su parte, la explicación sobre el origen del componente EM-2 requiere la integración de sedimento continental, generalmente relacionados a la subducción. Esta interpretación se basa en contenidos relativamente altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  semejante a la firma isotópica de sedimentos terrígenos (Hawkesworth *et al.*, 1979; White & Hofmann, 1982; Bohron & Reid, 1995). El término enriquecido (*enriched*) significa que contiene altas concentraciones de elementos incompatibles, considerándose un constituyente de los basaltos tipo E-MORB (*Enriched-Middle Ocean Ridge Basalt*) (Rollinson, 1993).

El componente HIMU se caracteriza por relaciones relativamente bajas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y altas para  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , en comparación con el DMM. Para producir este componente mantélico se requieren fuentes excepcionalmente altas de U/Pb y Th/Pb, además de relaciones de Rb/Sr y Sm/Nd análogos con el DMM. En este sentido, la hipótesis más aceptada en el origen del HIMU se puede explicar a partir de la fusión parcial de corteza oceánica metasomatizada y posteriormente mezclada con el componente DMM en procesos de subducción (Hofmann & White, 1980; Chase, 1981; Chauvel *et al.*, 1992; Kamber & Collerson, 1999).



**Figura 2.4:** Datos isotópicos obtenidos de islas oceánicas a partir de la base de datos [GEOROC](#), que representan los extremos composicionales del manto, A: Gráfica  $(^{87}Sr/^{86}Sr)$  vs.  $\epsilon_{Nd}$ ; B: Gráfica  $(^{207}Pb/^{204}Pb)$  vs.  $(^{206}Pb/^{204}Pb)$ , en donde se muestra la línea de referencia NHRL. Abreviaturas; DMM: Depleted MORB Mantle, EM-1: Enriched Mantle-1, EM-2: Enriched Mantle-2, HIMU: High  $\mu$ , NHRL: Northern Hemisphere Reference Line.

Por otra parte, [Hart et al. \(1992\)](#) definieron al FOZO como un material del manto inferior que está presente como un componente de mezcla en células de convección mantélicas. Evidencia de ello es que las relaciones isotópicas de asociaciones OIB forman arreglos lineales que se irradian a partir de esta zona de coordinación, en direcciones hacia los otros componentes del manto (HIMU, EM-1, o EM-2) (Figura 2.5: [Hart et al., 1992](#))



**Figura 2.5:** Proyección tridimensional de las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de composiciones OIB ([Hart et al., 1992](#)). La mayoría de las asociaciones parecen irradiar de una región común denominada FOZO. Abreviaturas; DMM: *Depleted MORB Mantle*, EM-1: *Enriched Mantle-1*, EM-2: *Enriched Mantle-2*, HIMU: *High μ*, FOZO: *Focal Zone*.

## 2.4. Componentes isotópicos corticales

La composición isotópica de las rocas que constituyen la corteza continental es extremadamente variable y las relaciones isotópicas son únicamente comparables si las muestras en estudio son de la misma edad e historia geológica. De esta forma, las diferencias composicionales se pueden estudiar normalizadas a un parámetro que tome en cuenta la edad de la muestra y su evolución a través del tiempo (*e.g.*, CHUR) ([Dickin, 2005](#)). Dos regiones fuente han sido identi-



ficadas en la corteza continental, denominadas como Corteza continental superior (UCC, *Upper Continental Crust*) y Corteza continental inferior (LCC, *Lower Continental Crust*) (Rollinson, 1993; 2007).

La UCC se caracteriza por valores superiores de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , en comparación con el BSE y las relaciones isotópicas de Nd bajas en relación al manto, como consecuencia del enriquecimiento de REE ligeros y valores bajos de la relación Sm/Nd que caracterizan a la corteza continental. U y Th se encuentran enriquecidos en la UCC y por esta razón se observan valores altos de las relaciones isotópicas de Pb. Por otro lado, la LCC es una zona afectada por un metamorfismo de facies granulítica y es frecuentemente empobrecida en Rb y Sm. De esta forma, en ella se observan valores bajos de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , comparados con la UCC. Las relaciones U/Pb y Th/Pb de esta fuente cortical presentan valores más bajos que los observados en el manto, lo que da lugar a relaciones isotópicas de Pb que contrastan fuertemente entre la LCC y los componentes mantélicos (O'Nions & McKenzie, 1988; Rollinson, 1993; 2007).

Desafortunadamente la composición isotópica de las rocas corticales es difícil de interpretar, debido a que cuando la relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se encuentra significativamente más elevada que el BSE pueden haber dos posibilidades: (1) que el Sr sea derivado en su totalidad de rocas corticales, cuya composición isotópica debió enriquecerse en  $^{87}\text{Sr}$  por su edad y/o alta relación Rb/Sr y (2) que una parte del Sr sea de origen mantélico, pero que haya experimentado cambios significativos por adición de Sr procedente de fuentes corticales enriquecidas en  $^{87}\text{Sr}$  (Faure & Mensing, 2005).

Por otra parte, existen argumentos convincentes que los magmas, producto de arcos continentales, contienen un componente derivado de sedimentos originados en la superficie de la Tierra (*e.g.*, Ellam *et al.*, 1988; Brown *et al.*, 1992; Plank & Langmuir, 1998; Plank, 2005). En este sentido, se ha propuesto una composición global de sedimento en subducción (*GLOBAL Subducting Sediment*, GLOSS), que ha sido calculada a partir de análisis de secciones en diferentes trincheras del mundo. Cabe señalar que en la composición del GLOSS domina el material terrígeno (76 % m/m), seguido por ópalo (10 % m/m),  $\text{CaCO}_3$  (7 % m/m) y  $\text{H}_2\text{O}$  (7 % m/m) contenido en estructuras minerales. Como predominan los sedimentos terrígenos, la composición es similar a la UCC; sin embargo, hay que señalar que algunos procesos marinos pueden modificar la composición del sedimento en subducción (Plank & Langmuir, 1998).

## 2.5. Modelado de mezcla de dos componentes

En la forma más simple, la mezcla de magmas y la contaminación del material derivado del manto por corteza continental puede ser vista como un proceso de mezcla de dos componentes (Best, 2003; Dickin, 2005). Además, de acuerdo a las definiciones de Bacon & Druitt (1986) y Sparks & Marshall (1986), magmas mezclados de composición homogénea se denominan *hybrid* o *mixing magmas* (magmas mezclados o híbridos), mientras que para aquellos que se encuentran físicamente mezclados pero muestran heterogeneidades (bandeamientos o enclaves/inclusiones) se utilizan los términos *mingling* o *comingling* (magmas mezclados heterogéneos).

Por otro lado, los procesos de diferenciación por asimilación son complejos y dependen de muchas variables, ya que durante el ascenso, los magmas pueden contaminarse en diferente grado o prácticamente atravesar la corteza sin que este proceso ocurra (Rollinson, 1993; Dickin, 2005). Por lo tanto, para evaluar las relaciones de mezcla adecuadas, por lo general es necesario la aplicación de dos o más variables medidas analíticamente (*e.g.*, relaciones isotópicas, relaciones elementales, concentración de elementos). Si se tiene la mezcla de los componentes A y B en la proporción:

$$f = \frac{A}{B + A} \quad (2.5)$$

entonces la concentración de cualquier elemento  $X$  en dicha mezcla será:

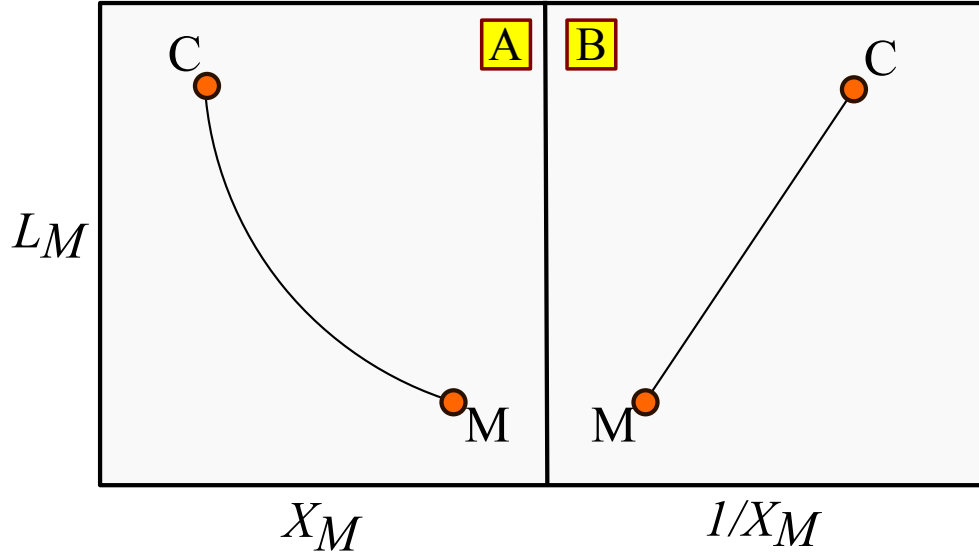
$$X_M = f(X_A - X_B) + X_B \quad (2.6)$$

Tomando como ejemplo la mezcla binaria para un solo elemento y su relación isotópica, las mezclas (denominadas con el subíndice  $M$ ) de dos componentes que tienen diferentes concentraciones, así como relaciones isotópicas ( $L$ ) en sus componentes A y B (denominadas con subíndices  $A$  y  $B$ ), también se pueden representar como:

$$L_M = \frac{X_A X_B (L_B - L_A)}{X_M (X_A - X_B)} + \frac{X_A (L_A - L_B)}{(X_A - X_B)} \quad (2.7)$$

Lo cual permite derivar una curva hiperbólica cuando se grafica  $L_M$  vs.  $X_M$ , a partir de la medición de estos parámetros en un conjunto de muestras que se supone se han formado por la

mezcla de dos componentes. Además, se puede representar por una línea recta al graficar  $L_M$  vs.  $1/X_M$  (Briqueu & Lancelot, 1979), usando este formato para examinar un modelo de contaminación selectiva prediciendo varios componentes de mezcla en un magma primario (Figura 2.6: Dickin, 2005).



**Figura 2.6:** Ilustración esquemática de dos componentes de mezcla (C y M) graficando (A)  $X_M$  (concentración del elemento) vs  $L_M$  (relación isotópica) e (B)  $1/X_M$  (inverso de la concentración del elemento) vs  $L_M$  (relación isotópica) (Dickin, 2005).

Por otra parte, Hawkesworth *et al.* (1979) propusieron la ecuación de mezcla a partir de relaciones isotópicas de un conjunto de rocas que involucra a isótopos de Sr y Nd (X y Y):

$$L_M = \frac{L_A X_B f + L_B X_B (1 - f)}{X_A f + X_B (1 - f)} \quad (2.8)$$

Definiendo  $f$  como:

$$f = \frac{X_B (L_B - L_M)}{L_M (X_A - X_B) - L_A X_A + L_B X_B} \quad (2.9)$$

Estas ecuaciones nos permiten construir modelos hipotéticos de dos componentes de composición conocida o derivar la ecuación de mezcla a partir de dos muestras que se integran a partir de dos componentes. Sin embargo, los conjuntos de rocas formados por mezclas binarias frecuentemente no se ubican a lo largo de la curva esperada debido a que sus composicio-

nes isotópicas y relaciones elementales son modificadas por procesos posteriores, tales como la adición de un tercer componente, Cristalización Fraccionada (FC, *Fraccional Crystallization*), Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC, *Assimilation–Fraccional Crystallization*), alteración por fluidos hidrotermales, intemperismo, etc (Wilson, 1989).

## 2.6. Modelado de Cristalización Fraccionada y Asimilación-Cristalización Fraccionada

El proceso de FC tienen lugar cuando un magma se enfría y empieza a formarse cristales separándose del magma residual, cambiando su composición global. Además, durante el ascenso del magma a través de la corteza continental se puede producir fusión y asimilación de rocas corticales, que se caracterizan por su bajo punto de fusión, produciendo magmas félsicos con mayor contenido de SiO<sub>2</sub>. Estos fenómenos ocurren principalmente con magmas derivados del manto, de esta forma, ambos mecanismos de diferenciación pueden ocurrir de forma concomitante, aumentando el volumen del magma y la complejidad composicional (De Paolo, 1981; Rollinson, 1993).

Es importante señalar que el efecto combinado de asimilación y cristalización fraccionada en sistemas de magmas evolucionados fue formalizado por De Paolo (1981) y Powell (1984), señalando que las fronteras de los sistemas magmáticos pueden permitir movimientos diferenciales de fases sólidas y líquidas. A partir de estos principios, derivaron ecuaciones para sistemas magmáticos abiertos, en donde el proceso de cristalización fraccionada ocurre de forma simultánea a la asimilación de un material contaminante.

El cálculo de la concentración de un elemento traza en el líquido residual requiere el conocimiento de la concentración en el magma original ( $C_O$ ) y en el material asimilado ( $C_A$ ), el coeficiente de partición global ( $D_0$ ) del arreglo de minerales que es precipitado, la fracción de líquido remanente ( $F$ ) y la relación de velocidad de asimilación a velocidad de cristalización fraccionada ( $r$ ):

$$C_L = C_O f' + \frac{r}{r - 1 + D_0} \times \frac{C_A}{C_O} (1 - f') \quad (2.10)$$

Para las relaciones isotópicas se tiene:

$$L = L_O + (L^* - L_O)\left(1 - \frac{C_O}{C_L}\right)f' \quad (2.11)$$

en donde  $L$ ,  $L_O$  y  $L^*$  son relaciones isotópicas con subíndices que corresponden a magma contaminado, original y contaminante, respectivamente, además, el término  $f'$  está definido por la relación:

$$f' = F^{-(r-1+D_0)/(r-1)} \quad (2.12)$$

Es importante señalar que para el caso de cristalización fraccionada en la cual no existe asimilación ( $r = 0$ ), la ecuación se reduce al fraccionamiento tipo Rayleigh, en el que se considera que los cristales son extraídos del líquido residual de forma inmediata al ser formados, expresado matemáticamente para los elementos traza por [Rollinson \(1993\)](#) como:

$$C_L = C_0 \times F^{(D_0-1)} \quad (2.13)$$

Por su parte, [Rollinson \(1993\)](#) señaló que el proceso AFC es difícil de reconocer y requiere de un fuerte contraste en las concentraciones del magma y el contaminante para ser detectado. Por ejemplo, en ambientes oceánicos donde la corteza es muy similar en composición al magma que se incorpora, resulta difícil detectar tal proceso. En contraste, este proceso de diferenciación ha sido reconocido especialmente en zonas con un gran espesor cortical y en donde la corteza es vieja.

Además, una de las dificultades del modelado AFC es que la composición de la corteza asimilada y, en muchos casos, la del magma generado en el manto no son conocidas (*e.g.*, [Roberts & Clemens, 1995](#)). Otros factores que complican el modelado son la potencial modificación de los magmas parentales en o cerca de la fuente de manto ([Kelemen, 1995](#)), la asimilación selectiva de algunos minerales ([Leshner, 1990](#)) y la reinyección en una cámara magmática ([O'Hara & Mathews, 1981](#); [De Paolo, 1985](#); [Bohrson & Spera, 2001](#); [Spera & Bohrson, 2001](#)).

# Marco Geológico

---

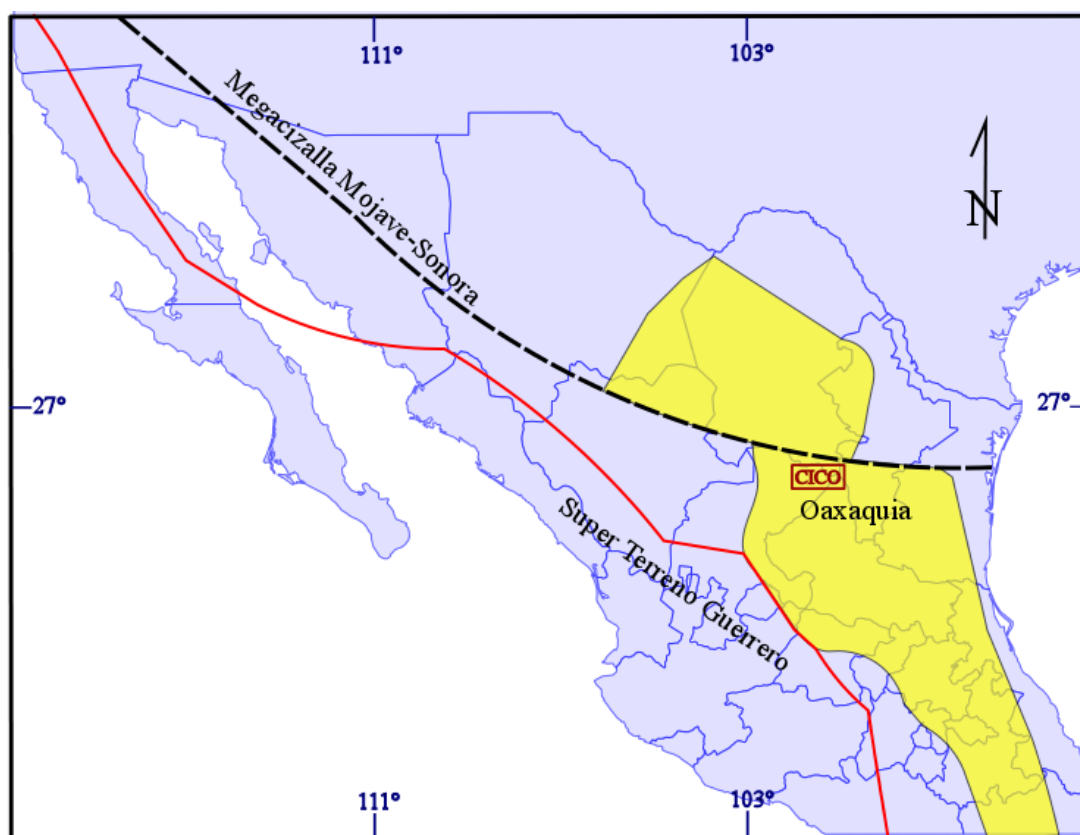
### 3.1. Basamento en el área de estudio

La naturaleza geológica, edad y composición del basamento cristalino sobre el cual está emplazado el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO) es prácticamente desconocido, debido a que se encuentra oculto debajo de la cobertura sedimentaria del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Sin embargo, atendiendo a las reconstrucciones tectónicas y estratigráficas propuestas por diversos autores (*e.g.*, Dickinson & Lawton, 2001; Keppie, 2004) y simplificando la división de México en terrenos tectonoestratigráficos propuesta por Campa-Uranga & Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993), se correlacionan afloramientos de rocas metamórficas, sedimentarias, xenolitos corticales en secuencias volcánicas cenozoicas y rocas colectadas en perforaciones profundas, para reconocer una gran masa de edad Grenvilliana (~1 Ga), con una extensión que podría alcanzar  $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ , denominada como el microcontinente Oaxaquia (Quezadas-Flores, 1961; Ortega-Gutiérrez, 1978; Ruiz *et al.*, 1988a; Ruiz *et al.*, 1988b; Rudnick & Cameron, 1991; Keppie & Ortega-Gutierrez, 1995; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Lawlor *et al.*, 1999), infiriéndose como el basamento común para la región que comprende el área de estudio (Figura 3.1: Jones *et al.*, 1995; Dickinson & Lawton, 2001).

Por otra parte, el Terreno Guerrero se ubica cercano al traspás de la SMOr y al norte de Zacatecas, ocupando gran parte de la porción W de México cubriendo una extensión cercana a 700,000 km<sup>2</sup> y es por lo tanto uno de los terrenos cordilleranos más extensos de Norteamérica. La mayoría de los autores consideran que el Terreno Guerrero tiene afinidad con un ambiente oceánico relativamente cercano al continente, constituido como un terreno compuesto dividido en subterrenos cuyos nombres y manera en que se distribuyen varían dependiendo de los trabajos que se han publicado (Campa-Uranga & Coney, 1983; Lapierre *et al.*, 1992; Centeno-García *et al.*, 1993; Sedlock *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994; Centeno-García & Silva-Romo, 1997;

Talavera-Mendoza & Guerrero-Suastegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; 2011).

Ademas, se ha cuestionado la aloctonía del Terreno Guerrero y en cambio, algunos autores (Cabral-Cano *et al.*, 2000a; 2000b) lo consideran como un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias depositadas sobre la corteza atenuada de la placa de Norteamérica, la cual fue posteriormente deformada durante el evento Laramide. Por su parte, Dickinson & Lawton (2001) han considerado que la secuencia del Triásico-Jurásico del Terreno Guerrero se formó en un ambiente intraoceánico, lejano del margen continental de Oaxaquia con una distancia mínima estimada en 2500-5000 km, a lo largo del cual fueron acrecionadas, sucesivamente durante el Cretácico, por medio de la subducción progresiva tanto hacia el E como al W de una placa oceánica nombrada Mezcalera.



**Figura 3.1:** Ubicación del emplazamiento del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO), en relación con el microcontinente Oaxaquia (franja amarilla) y el Superterreno Guerrero. La distribución de Oaxaquia es la propuesta por Jones *et al.* (1995) y los límites del Terreno Guerrero están tomados de Dickinson & Lawton (2001).

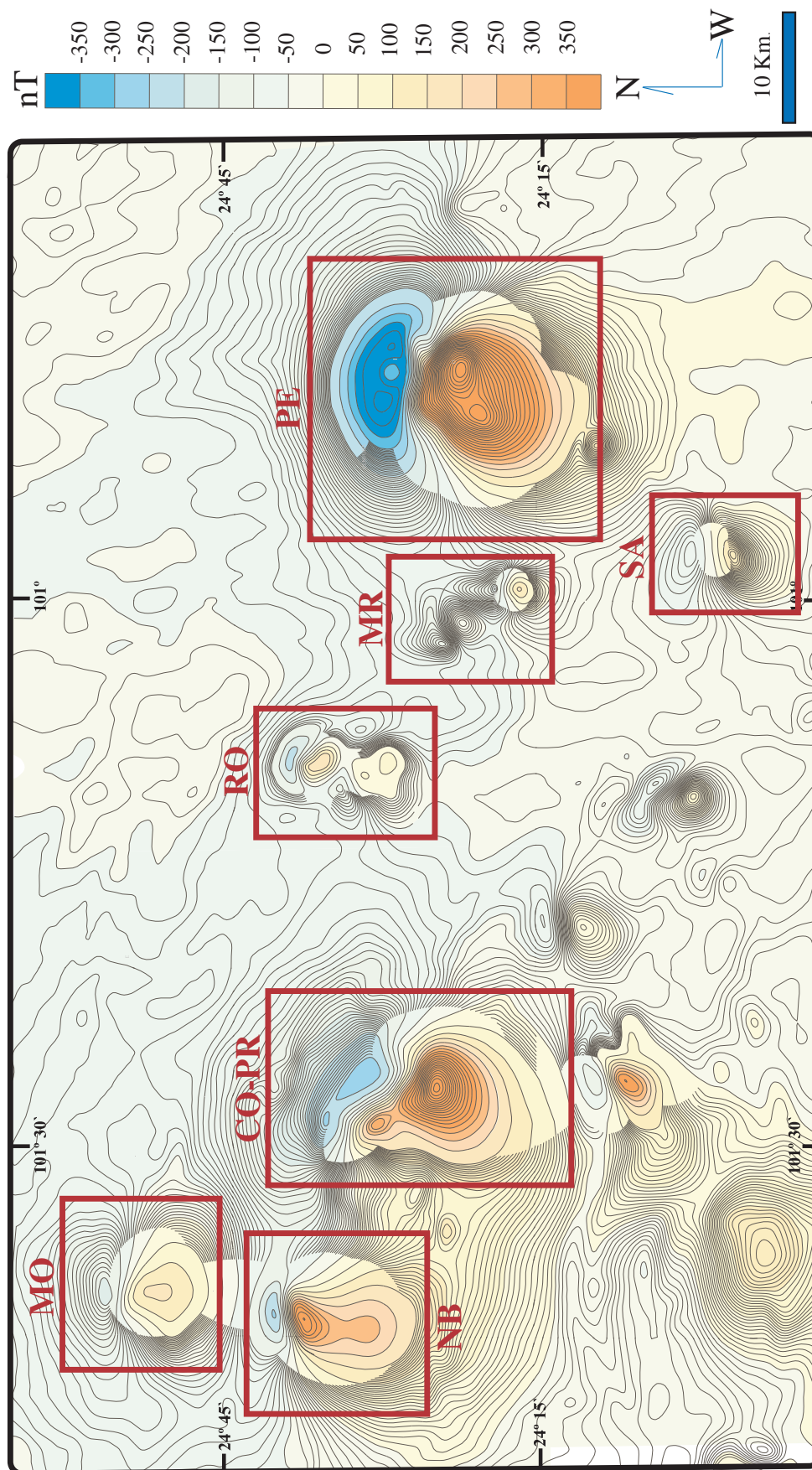
### 3.2. Interpretación geofísica en el área de estudio

Con base en estudios sísmicos y gravimétricos se puede suponer la presencia de una raíz cortical por debajo del antepaís de la SMOr, con la profundidad de la interfase corteza-manto máxima del orden de los 42 Km. (Gomberg *et al.*, 1988; 1989; Balderas-Toral, 2006; Medina-Ferrusquía *et al.*, 2009). Además, Balderas-Toral (2006) definió tres capas corticales en la región del CICO: (A) corteza inferior, de composición máfica parecida a los basaltos y gabros con una densidad entre 2.85 y 2.95 g/cm<sup>3</sup>, limitada a profundidad por la discontinuidad de Mohorovicic, donde la densidad del manto es de 3.3 g/cm<sup>3</sup>, (B) corteza media, de composición félsica con una composición parecida a la del granito o la granodiorita donde la densidad asignada es de 2.75 g/cm<sup>3</sup> y (C) corteza superior, donde existen rocas ígneas y sedimentarias del Jurásico-Cretácico y del Paleógeno con densidades que varían entre los 2.35 y 2.60 g/cm<sup>3</sup>.

A partir de la interpretación de levantamientos aeromagnéticos en la región del CICO (Hernández-Pérez *et al.*, 1997; Balderas-Toral, 2006), es posible inferir rasgos geológicos obtenidos con base en el contraste de la susceptibilidad magnética de las rocas, originadas por el contenido de óxidos y sulfuros de hierro en minerales paramagnéticos dispersos en las rocas. En esta interpretación cualitativa se pueden definir a nivel regional las expresiones magnéticas más obvias, como son: la distribución y configuración de las rocas ígneas, contactos litológicos ocultos y zonas de fallas profundas. Los datos del levantamiento se presentan como curvas de contorno de isovalores del campo magnético total, indicando su intensidad en contrastes de color (Figura 3.2: SGM, 2000b).

En la región de Rocamontes y Matehuapil-El Rabioso, se definen dos anomalías magnéticas dipolares para cada complejo, que al aplicarles la continuación de campo magnético a 2000 m. bajo el nivel del terreno, se interpreta que dichas anomalías se integran a profundidad y corresponden a un solo cuerpo intrusivo (Balderas-Toral, 2006); además, junto con la anomalía que produce El Saltillito se presenta una alineación con rumbo NW-SE. Por su parte, para El Peñuelo, se definió una anomalía dipolar de alta intensidad (-400 a 400 nT) y gran amplitud (1000 Km<sup>2</sup>) donde la mayor parte de su extensión interpretada se encuentra oculta por rocas mesozoicas y clásticas recientes. Para el CICO-W, se detectan anomalías magnéticas dipolares alineadas con rumbo NW-SE, cuyas respuestas integradas a profundidad tienen entre 200 a 800 Km<sup>2</sup>. Estas anomalías se correlaciona con los afloramientos de los cuerpos intrusivos en esta porción del CICO (Hernández-Pérez *et al.*, 1997). De este modo, se infiere que el fallamiento regional NW-SE controla el emplazamiento de los cuerpos intrusivos aflorantes y ocultos en el CICO.





**Figura 3.2:** Mapa regional mostrando las anomalías magnetométricas detectadas en el CICO, de las cuales se destacan por su respuesta magnética, las que se correlacionan con los intrusivos PE (El Peñuelo), SA (El Saltillito), MR (Matchuapil-El Rabioso), RO (Rocamontes), CO-PR (Concepción del Oro-Providencia), MO (Melchor Ocampo) y NB (Noche Buena) ([SGM, 2000b](#)).

### 3.3. Características estructurales generales en el área de estudio

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es un cinturón deformado, plegado y cabalgado que se generó durante el evento tectónico Laramide en México (Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano), la secuencia sedimentaria de este cinturón consiste principalmente en rocas carbonatadas y terrígenas del Mesozoico Medio-Superior, que se depositaron sobre un basamento Precámbrico y Paleozoico. La SMOr es producto de un transporte tectónico hacia el NE, el cual fue controlado por un *décollement* facilitado por la presencia de las capas de evaporitas del Jurásico Medio, además, fungiendo como frentes de oposición al empuje de estos esfuerzos, se cuentan con elementos paleogeográficos positivos como el Arco de Tamaulipas, el Arco Picachos y el Bloque de Coahuila, que controlaron la morfología de la SMOr (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Según la división morfoestructural de Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) de la SMOr, el Sector Transversal de Parras es el segmento con dirección E-W ubicado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila. El estilo estructural del Sector Transversal de Parras se describe como plegamiento dominado por fallamiento y los pliegues se caracterizan por ser angostos y alargados (relación 1:1), los planos axiales de sus pliegues son en su mayoría subverticales y vergentes al NNE, aunque ocasionalmente puede presentar vergencias opuestas. Por su parte, la transición entre el Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey se caracteriza estructuralmente por grandes cabalgamientos y extensos pliegues de gran amplitud que originan una serie de anticlinales y sinclinales, los cuales presentan flexiones importantes en su estructura con rumbos ~E-W, cambiando a ~NNW-SSE principalmente (Padilla y Sánchez, 1986).

Es importante señalar que los diferentes cuerpos intrusivos que integran al CICO están emplazados dentro de los rasgos estructurales transicionales entre el Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey en la SMOr (Figura 3.3: INEGI, 2000). Algunos de los complejos ígneos aparecen como intrusivos aislados cortando charnelas de anticlinales, mientras que otros aparecen intrusionando sus flancos frontales. En general, las estructuras geométricamente son semejantes a pliegues por propagación de falla desarrollados dentro de la secuencia marina del Mesozoico (Jurásico y Cretácico), con una gran cantidad de enjambres de diques y *sills* conectados (*e.g.*, Complejo de Rocamontes e intrusivo de Providencia; Chávez-Cabello *et al.*, 2010; Delgado-García & Morales-Acosta, 2010; Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010).

En general, el relieve inicialmente configurado durante el acortamiento regional fue posteriormente alterado por el emplazamiento masivo de cuerpos plutónicos que aprovecharon fallas pre-existentes dentro de la secuencia plegada, reconfigurando la morfología de la región y gene-

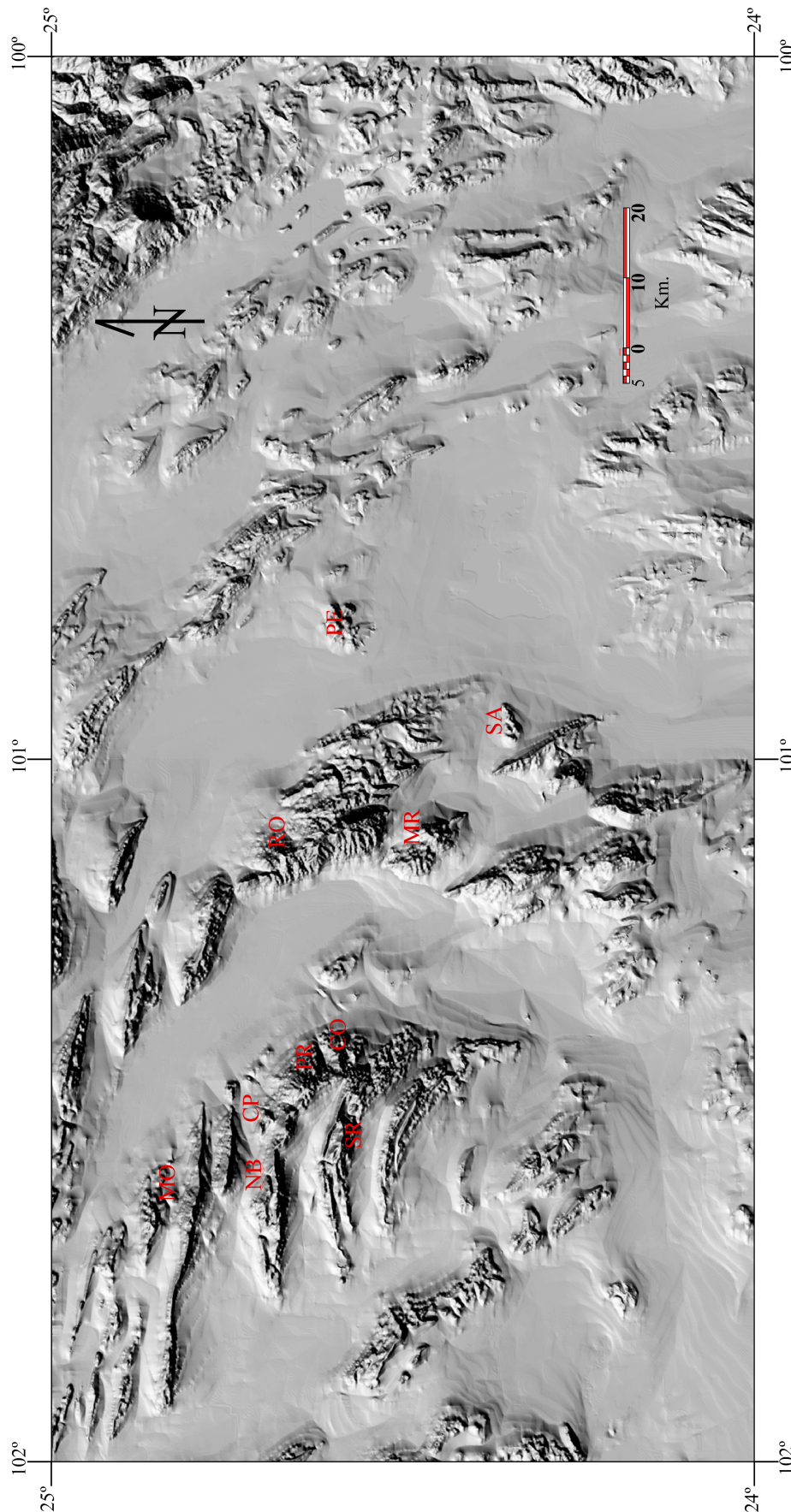
rando una modificación importante en el aporte de sedimentos hacia las cuencas continentales existentes. Además, la morfología fue alterada por la ocurrencia de extensión cercanamente WSW-ENE, definida por la operación de fallamiento normal orientado NNW-SSE que corta abruptamente varias terminaciones periclinales de pliegues anticlinales (*e.g.* anticlinal de Santa Rosa y La Caja) (Chávez-Cabello *et al.*, 2010; Sosa-Valdés, 2011).

Cabe señalar que el proceso de emplazamiento de magmas estuvo asistido por algunos mecanismos de emplazamiento cortical como rebaje magmático: *stopping*, asimilación, *doming*, plegamiento y fallas aprovechando el espacio y el fracturamiento pre-existente que favoreció al ascenso mediante diques (Delgado-García & Morales-Acosta, 2010; Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010; Lozano-Serna, 2010).

Por otra parte, las fallas que ocurren en el área de estudio se pueden dividir en: (A) fallas asociadas a la deformación regional laramídica, (B) fallas de rumbo, (C) fallas asociadas con estructuras tipo *graben* y (D) fallas en las cercanías de los cuerpos intrusivos mayores que son originadas aparentemente por la presión que ejerció el magma durante su emplazamiento, presentando pequeños saltos de fallas. Por otro lado, las fallas de rumbo probablemente se originaron durante la fase tensional post-laramídica, ya que algunas de estas son perpendiculares a los planos axiales de los anticlinales. Además, las fallas asociadas con estructuras tipo *graben* pueden estar relacionadas con la provincia fisiográfica de la Mesa Central, ya que la deformación extensional cenozoica ha sido el principal factor que ha configurado esta provincia en las cercanías del área de estudio (Rogers *et al.*, 1963; 1964; Padilla y Sánchez, 1982; Chávez-Cabello *et al.*, 2010). Es importante señalar que una gran cantidad de fallas originadas durante la deformación regional se dispararon a lo largo de las unidades arcillosas jurásicas, que por su contenido arcilloso permitieron el despegue importante de la secuencia más joven para crear gran parte del relieve de montañas y valles que prevalece aún en la zona (Chávez-Cabello *et al.*, 2010).

Finalmente, cabe señalar que las rocas sedimentarias que encajonan a los intrusivos que conforman el CICO, están compuestas principalmente por rocas de composición calcárea y calcárea-arcillosa, cuyos planos de ruptura interaccionaron con líquidos magmáticos. Esta asociación es de gran importancia por su relación con la mineralización polimetálica que se presenta en algunos complejos intrusivos en forma de vetas, chimeneas y cuerpos irregulares que producen metales base (*e.g.*, Pb, Zn, Cu Fe) y preciosos (*e.g.*, Au y Ag) (Hernández-Pérez *et al.*, 1997).





**Figura 3.3:** Distribución de las estructuras que integran el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro en la Sierra Madre Oriental. Las Abreviaturas son; CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa ([INEGI](#), Programa GEMA).

### 3.4. Porción Oriental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro

La porción E del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO-E), con edades de emplazamiento del Cretácico superior, se encuentra constituido por los lacolitos (1) Matehuapil-El Rabioso (MR), (2) El Peñuelo (PE) y (3) Rocamontes (RO), además de un complejo de *sills* y diques: (4) El Saltillito (SA). A continuación se describe brevemente, de manera individual estos complejos ígneos.

#### 3.4.1 Complejo Intrusivo Matehuapil-El Rabioso

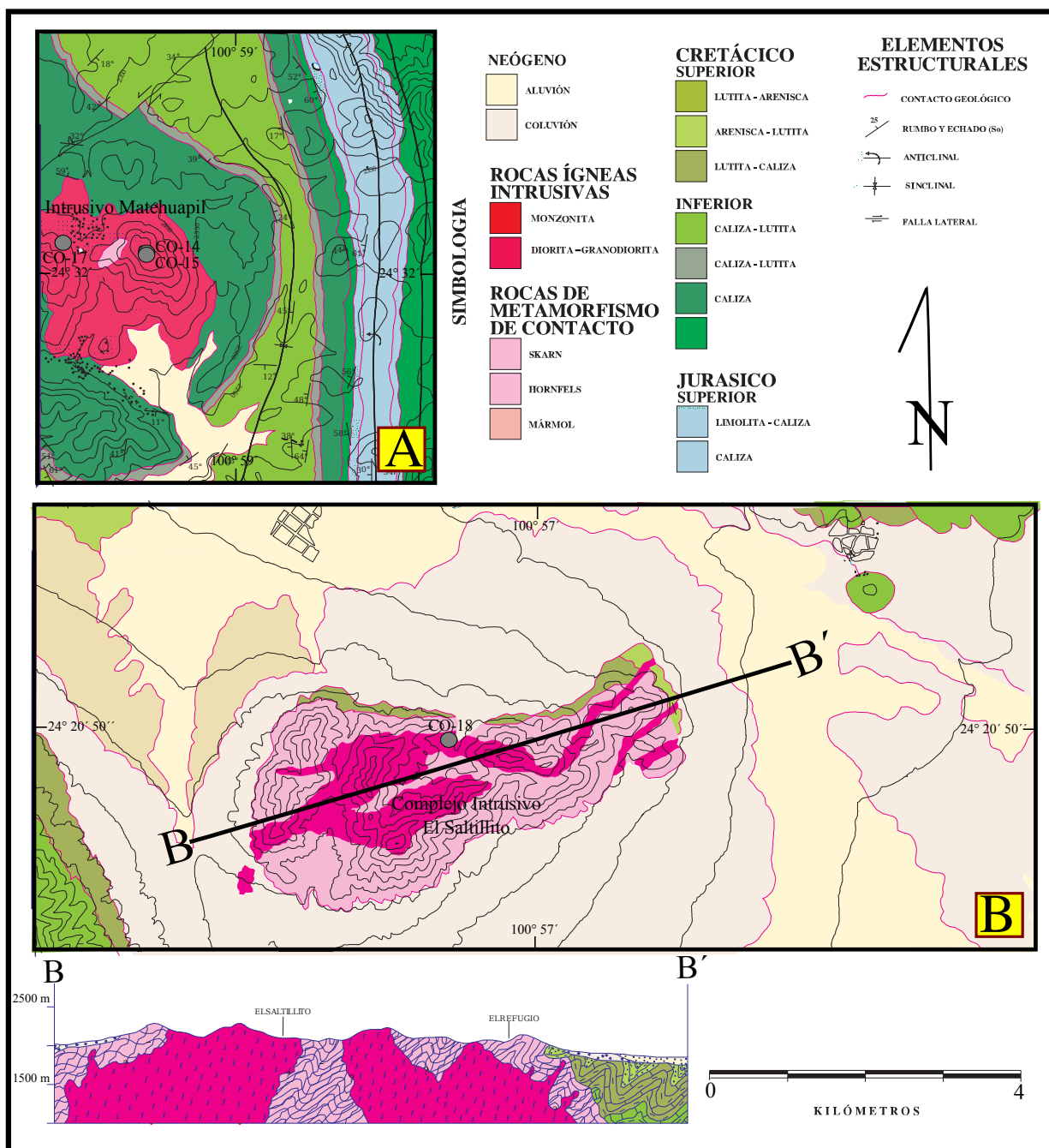
Este complejo intrusivo consta de cuerpos de composición monzonítica denominados Matehuapil (Figura 3.4A: [SGM, 2004c](#)) y El Rabioso, emplazados en el anticlinal Matehuapil, representado por lacolitos y en porciones mas alejadas de los cuerpos principales diques y *sills* ([Martínez-Ramos, 1988](#)), los cuales produjeron metamorfismo de contacto tipo *skarn* donde existe mineralización de Au, Ag, Zn y Cu, así como vetas radiales de Pb-Zn ([Castro-Reino, 2004](#)). Es importante señalar que el marco estructural heredado de el evento laramide fue modificado levemente por la intrusión de estas estructuras, observandose foliación en los alrededores, originada por los emplazamientos de las masas semicirculares. Cabe recalcar que la correlación de las anomalías magnéticas se unen en profundidad indicando que los afloramientos en esta zona corresponden a un mismo cuerpo en profundidad ([Hernández-Pérez et al., 1997](#)).

#### 3.4.2 Complejo Intrusivo El Saltillito

El complejo intrusivo El Saltillito (Figura 3.4B: [SGM, 2005](#)) se ubica en el extremo S del CICO-E, fue descrito primeramente por [Rogers et al. \(1961\)](#), quienes detallan la geología de la zona, incluyendo una descripción petrográfica detallada de una muestra del intrusivo. Por su parte, [Castro-Reino \(2004\)](#), identificó dos minas: El Saltillito y Laureles. El complejo intrusivo El Saltillito consta principalmente de diques (Figura 3.5) y *sills* de composición cuarzomonzonítica con variaciones de diorita-granodiorita. La cuarzomonzonita en el contacto con las rocas sedimentarias de las Formaciones Caracol e Indidura originó extensas aureolas de *hornfels* y *skarn* de granate ([SGM, 2005](#)).

La gran actividad minera probablemente ocurrió en la primera parte del siglo XX, como lo atestiguan los trabajos de las minas abandonadas en las localidades mencionadas. La evidencia del trabajo de campo sugiere minerales de cobre tales como calcopirita, que se presentan muy

alterados en una matriz ígnea porfídica, además se reconoció el carácter sub-volcánico de este complejo y el desarrollo de una alteración propilítica importante en su borde.



**Figura 3.4:** Mapas geológicos del (A) intrusivo Matchuapil (SGM, 2004c) y (B) El Saltillito (SGM, 2005), en el que se incluye un perfil estructural. Adicionalmente se indica la ubicación de los afloramientos de las muestra colectada para este estudio.

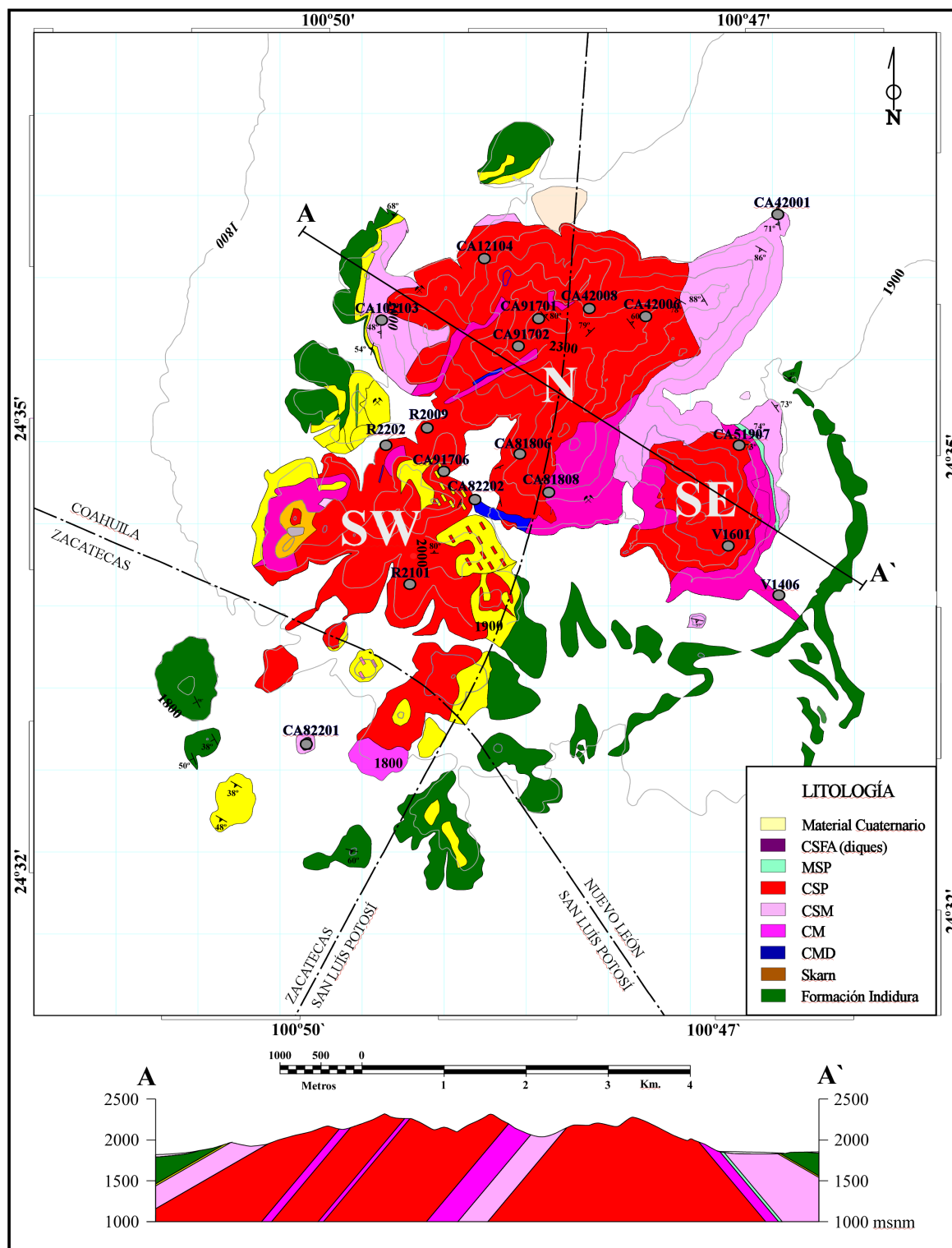




**Figura 3.5:** (UTM: 694770N, 301564E): Dique cuarzomonzonítico que ocurre en el flanco N del Complejo El Saltillito

### 3.4.3 Complejo Intrusivo El Peñuelo

El Complejo Intrusivo El Peñuelo, también llamado El Pedregoso o Cuatroestados, situado en el extremo E del CICO, es una estructura plutónica parcialmente erosionada ubicada sobre la extensión al N de la Falla de Dolores (~N-S), perteneciente al Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende ([Barboza-Gudiño \*et al.\*, 2004](#)). A diferencia de la mayoría de las estructuras que conforman el CICO, en El Peñuelo no se observan relaciones de corte con estructuras laramílicas de la SMO. Cabe señalar que la forma del intrusivo es aproximadamente circunscférica, no obstante, con el fin de facilitar la cartografía geológica y un análisis estructural detallado, [Lozano-Serna \(2010\)](#) distinguió 3 centros de emplazamiento con apófisis radiales (N, SW y SE), separados por elementos topográficos negativos (valles y cañadas) (Figura 3.6; [Velasco-Tapia \*et al.\*, 2011](#)). Estos crecimientos radiales podrían reflejar la misma disposición espacial de los conductos alimentadores, los cuales estarían aproximadamente de acuerdo con la orientación dominante de las estructuras a nivel regional (~N-S, ~NE-SW y ~E-W).

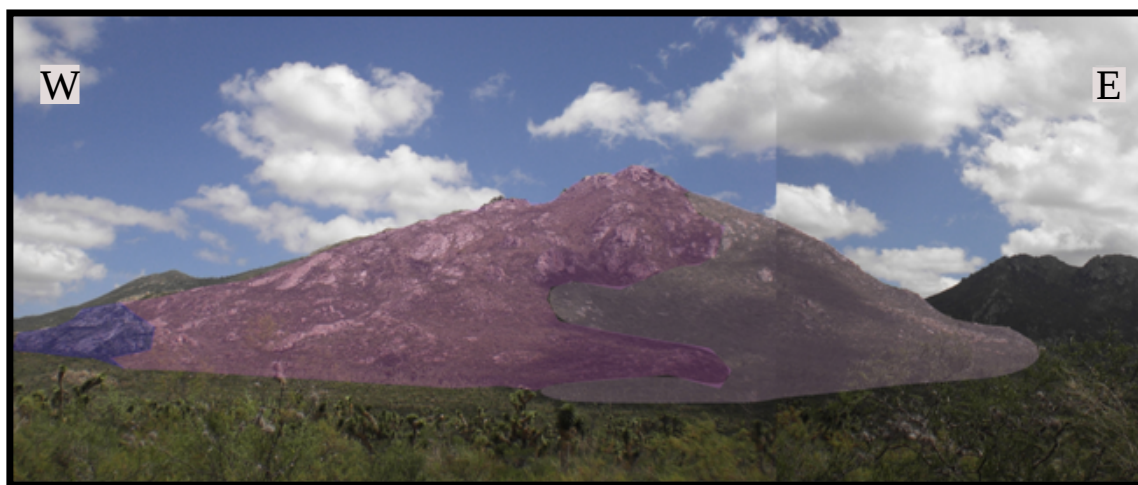


**Figura 3.6:** Mapa geológico, que incluye un perfil estructural de El Peñuelo (Velasco-Tapia *et al.*, 2011), en el que se indican los centros de emplazamientos (N, SE y SW) descritos por Lozano-Serna (2010) y la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas por González-Guzmán (2009). Litología: cuarzosienita de feldespato alcalino (CSFA), meso-sienita porfídica (MSP), cuarzosienita porfídica (CSP), cuarzosienita microcristalina (CSM), cuarzomonzonita (CM) y cuarzomonzodiorita (CMD).



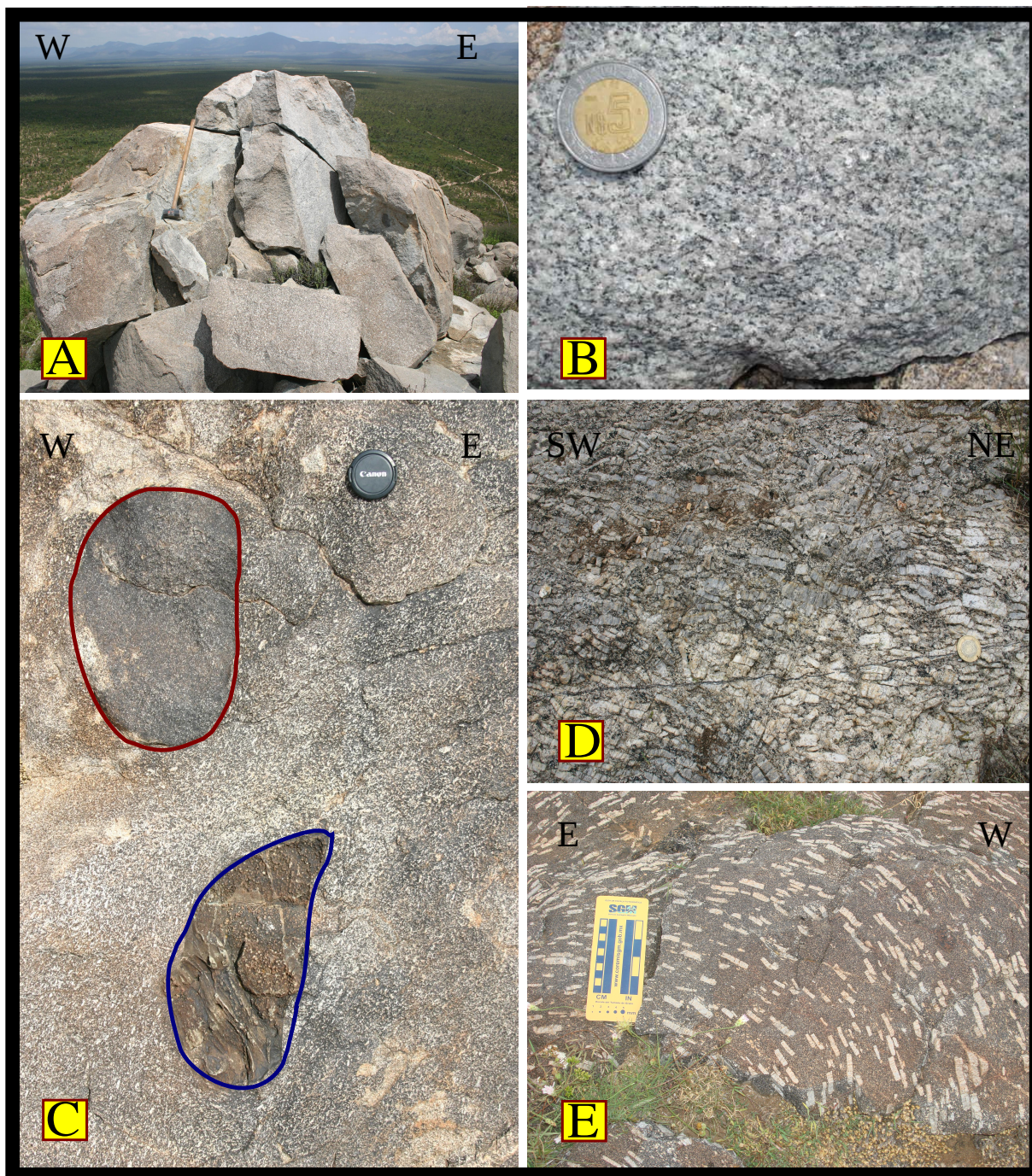
Por su parte, [González-Guzmán \(2009\)](#) caracterizó petrográfica y geoquímicamente las variedades litológicas del complejo, reportando los constituyentes minerales y rasgos texturales de los tipos litológicos presentes, destacando la composición sienítica (Figura 3.6 y 3.7), la cual ocupa el volumen principal de rocas que afloran en el intrusivo, distinguiéndose dentro de esta litología las inclusiones máficas (autolitos tipo *Mafic Microgranular Enclaves*), que pudieron ser generados a partir de los diques máficos sinplutónicos (Figura 3.8C y E), emplazados tardíamente en esta estructura. Geoquímicamente, El Peñuelo presenta una composición con características comparables a las de los granitoides cordilleranos asociados a ambientes tectónicos de arco. Además las rocas tienen características de granitoides post-orogénicos de alto Ba-Sr y una afinidad alcalina principalmente ([Velasco-Tapia et al., 2011](#)).

Las rocas encajonantes que afloran alrededor del complejo son de composición calcárea-arcillosa y pertenecen a la Formación Indidura. Estas rocas presentan deformación asociada a emplazamiento magmático, representada por zonas de cizalla lateral y foliaciones tectónicas. De forma esporádica, se ha reconocido una aureola de metamorfismo de contacto tipo *skarn* en el borde del complejo. También, ocurren rocas metamorfizadas en forma de enclave del tipo xenolito y de pequeños afloramientos movilizadas de su posición original, en rocas de composición sienítica. Cabe destacar que el espesor total de esta unidad sedimentaria cercano al PE no se determinó, debido a que la base y el techo no afloran alrededor del complejo ígneo y por los numerosos pliegues recumbentes que le afectan, aunque se puede estimar clásicamente en 150-300 m. ([Imlay, 1936](#)).



**Figura 3.7:** Foto panorámica del cerro Los Tres Picachos, en la porción S del centro de emplazamiento N de El Peñuelo, mostrando contactos de algunas de las variedades de rocas ígneas: de izquierda a derecha cuarzomonzodiorita (azul) (como un cuerpo basal erosionado), leuco-cuarzosienita porfídica (rosa) y cuarzomonzonita (morado).





**Figura 3.8:** Variedades sieníticas de El Peñuelo. A(UTM 721984N, 316705E): Afloramiento de leuco-cuarzosienita, donde se observa alineación magmática, B: Su muestra de mano donde se distingue el tamaño de grano de esta roca. C (UTM 721896N, 317019E): Afloramiento de leuco-cuarzosienita, presentando enclaves de rocas encajonates con granate (azul), foliación muy marcada y autolitos máficos con bordes enfriados (rojo). D (UTM 722347N, 317821E): Afloramiento de leuco-cuarzosienita porfídica, donde se observa alineación magmática. E (UTM 721109N, 317435E): Dique de meso-sienita porfídica, donde se observa un cambio de rumbo en la dirección de la alineación magmática, según los pórfidos de ortoclasa euhedrales.

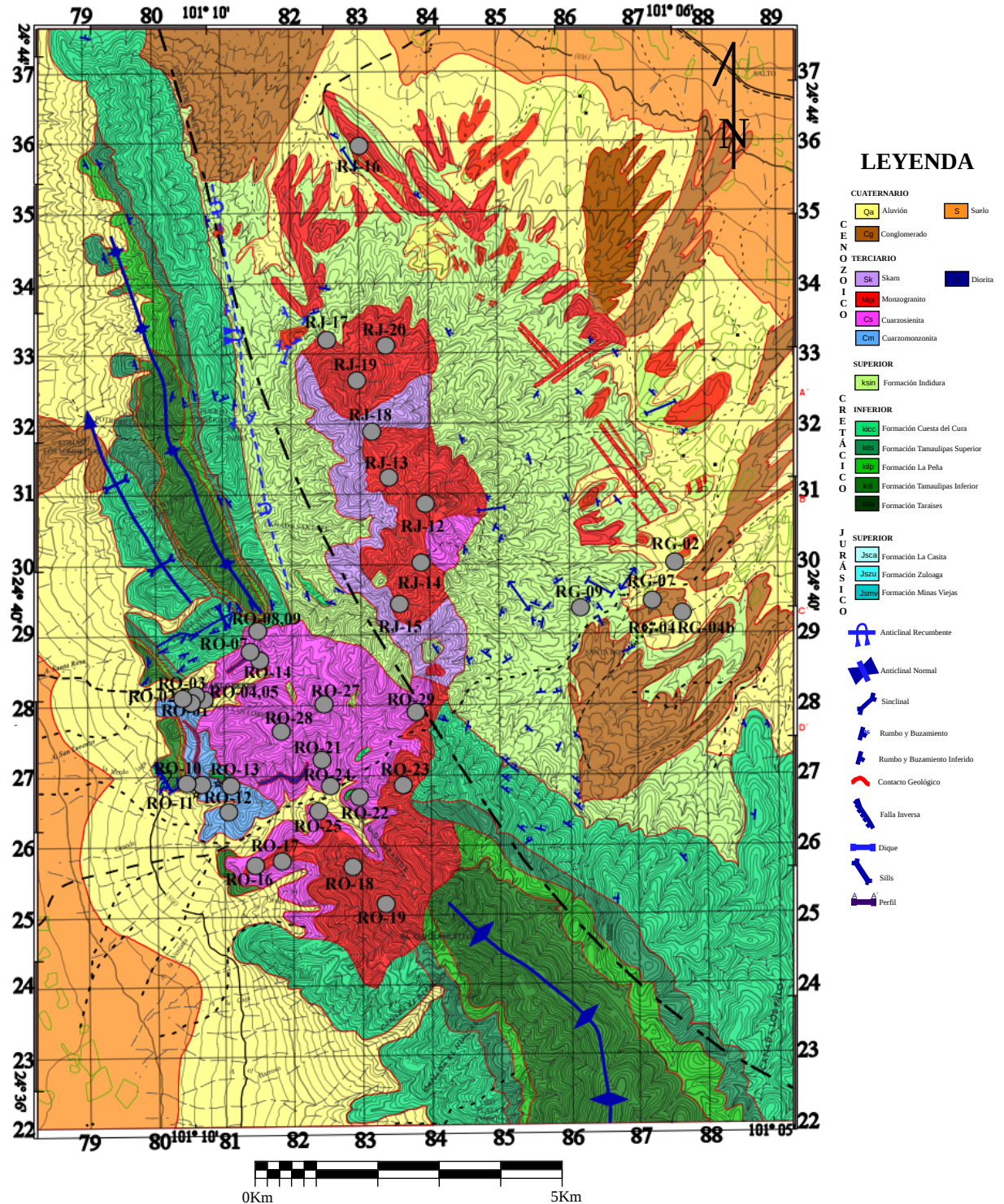


### 3.4.4 Complejo Intrusivo Rocamontes

El Complejo Intrusivo Rocamontes (Figura 3.9: [Delgado-García & Morales-Acosta, 2010](#)) está compuesto principalmente por cuarzosienita, cuarzomonzonita y monzogranito (Figura 3.10) emplazados en el núcleo del anticlinal regional (Los Indios-El Astillero) en la parte SW, mientras que en la porción NE se compone principalmente por monzogranito correspondiente al frente de los anticlinales mencionados ([De la Garza-Grimaldo, 2010](#); [Jasso-Saldaña, 2010](#)). Adicionalmente ocurren enjambres de *sills* y diques en la parte distal de la porción NE (Figura 3.11). La estructura que forma el complejo Rocamontes fue generada dentro de una cámara magmática que experimentó tres inyecciones de magma en tres etapas de emplazamiento; inicialmente, ocurrió una intrusión en el W donde se originó monzonita y cuarzomonzonita, posteriormente rocas de composición sienítica y finalmente ocurrió una tercera inyección emplazándose un monzogranito en la parte NE ([Delgado-García & Morales-Acosta, 2010](#)).

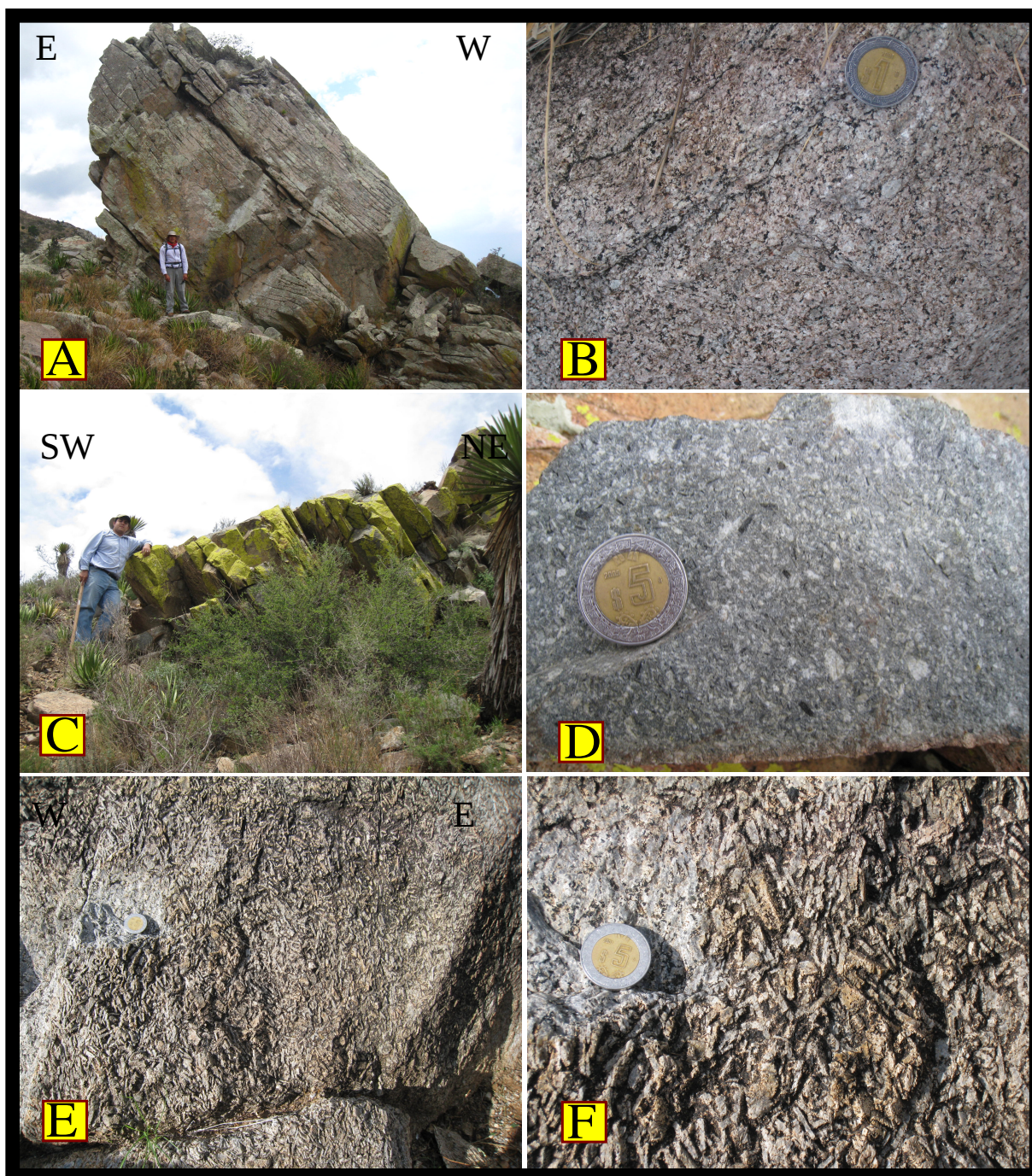
Las unidades litológicas que encajonan a los cuerpos intrusivos que fueron cartografiadas por [Delgado-García & Morales-Acosta \(2010\)](#), correspondientes a la secuencia marina calcárea y clástica de la SMOr son: Tamaulipas Inferior, La Peña y Tamaulipas Superior del Cretácico Inferior; Cuesta del Cura e Indidura del Cretácico Superior. Adicionalmente, reconocieron en la porción NE una amplia zona de *skarn* en el contacto del intrusivo con la roca encajonante, con una importante relación con la mineralización de Au y Hg en la zona ([Castro-Reino, 2004](#)).

Los mecanismos de emplazamiento que controlaron el desarrollo del espacio para las cámaras magmáticas de Rocamontes son: rebaje magmático (*stopping*), flujo dúctil, levantamiento del techo y asimilación de las rocas encajonantes. Las estructuras de emplazamiento definidas en el SW y NE del complejo definen a un plutón inflado y a un lacolito tipo árbol de navidad, respectivamente ([Delgado-García & Morales-Acosta, 2010](#)). La abundancia de *sills* y diques en la parte NE del área de estudio, los bordes irregulares en el contacto plutón-roca encajonante, la presencia de enclaves de la roca encajonante dentro del plutón y la deformación frágil observada en los bordes de ambos centros de emplazamiento, sugieren que esta estructura fue alimentada por diques que pudieron explotar una falla sepultada relacionada con el desarrollo del anticlinal de las sierras Los Indios-El Astillero ([Delgado-García & Morales-Acosta, 2010](#)).



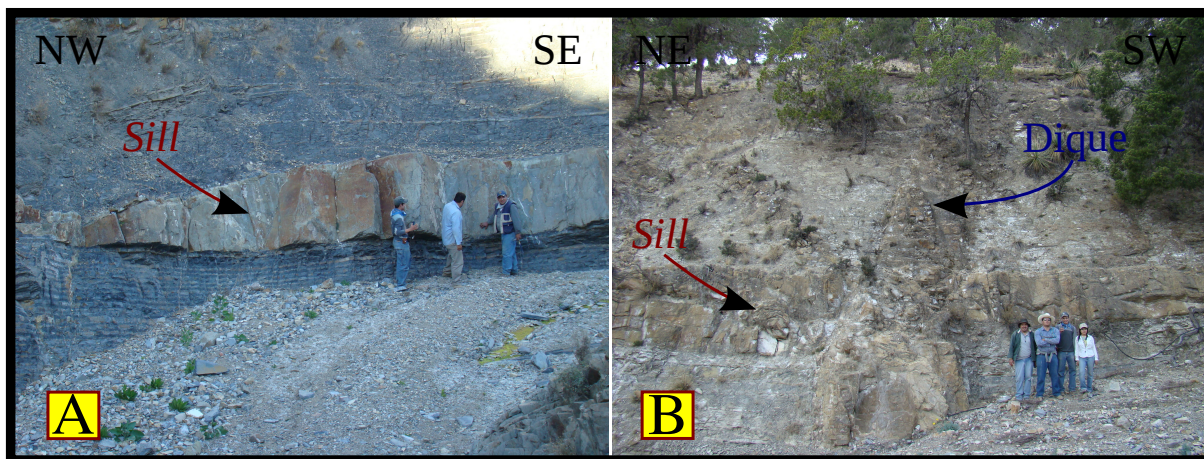
**Figura 3.9:** Mapa geológico de el Complejo Intrusivo Rocamonte (Delgado-García & Morales-Acosta, 2010) y la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas por De la Garza-Grimaldo (2010) y Jasso-Saldaña (2010).





**Figura 3.10:** Parte de la diversidad litológica que ocurre en el Complejo Intrusivo Rocamontes. A (UTM 725860N, 82680E): Afloramiento de un bloque de monzogranito y B: Su muestra de mano donde se distingue el tamaño de grano de esta roca. C (UTM 729033N, 281502E): Afloramiento de roca de composición monzonítica y D: Su muestra de mano donde se distingue el tamaño de grano. E (UTM 727260N, 282406E): Afloramiento de cuarzosienita y F: Un acercamiento donde se distinguen los minerales de ortoclasa.



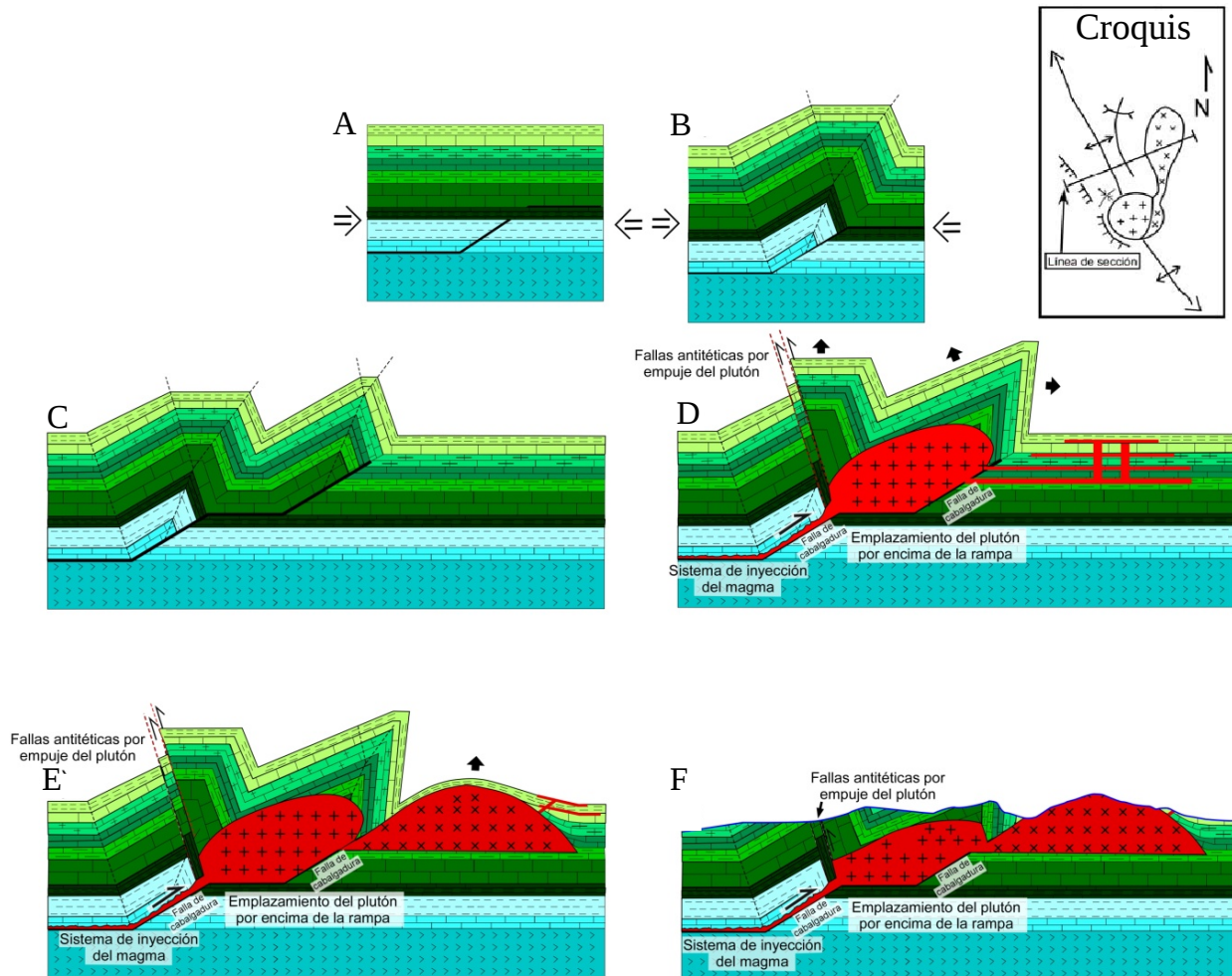


**Figura 3.11:** A (UTM: 729670N, 286393 E) Afloramiento que presenta un *sill* de composición monzonítica, en forma de cuña dentro de la secuencia sedimentaria de la Formación Indidura. B (UTM: 729699N, 286835E) Afloramiento de un *sill* de composición monzonítica, cortado por un dique de la misma composición dentro de la Formación Indidura. Ambos afloramientos ocurren en la parte E de Rocamontes.

El Complejo Intrusivo Rocamontes se caracteriza por presentar deformación asociada al emplazamiento magmático en su borde, esto es con base en las estructuras reconocidas tales como pliegues, fracturas y fallas. El complejo no presenta foliaciones magmáticas y tectónicas. Se caracteriza por una ausencia de deformación dúctil, aunque existen evidencias de una deformación frágil, relacionada al enfriamiento y emplazamiento de las fases ígneas, una desviación notoria del eje del pliegues regional del anticlinal Los Indios-El Astillero y un corte abrupto del eje del anticlinal, especialmente en la porción SW (Figura 3.12: [Delgado-García & Morales-Acosta, 2010](#)). Lo anterior, permite establecer que esta estructura es postectónica a la deformación regional laramídica presente en la región de edad Cretácico Tardío. Además, la geoquímica de estas rocas intrusivas corresponde a granitoides de alto Ba-Sr, con características de ser cuerpos post-orogénicos derivados de un manto enriquecido ([De la Garza-Grimaldo, 2010](#); [Jasso-Saldaña, 2010](#)).

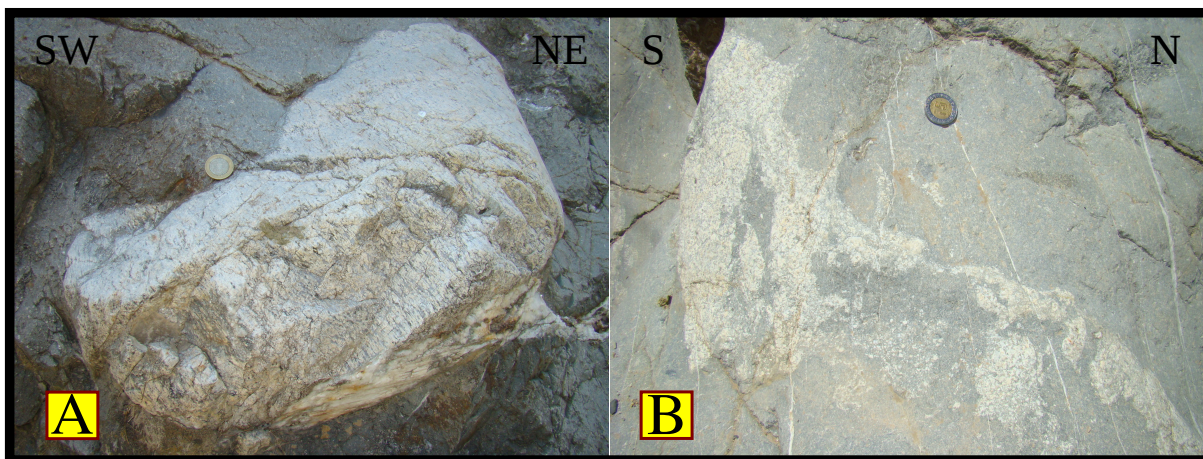
Es trascendente mencionar la ocurrencia de enclaves máficos (autolitos tipo *Mafic Microgranular Enclaves*), los cuales están incluidos principalmente dentro de rocas sieníticas, presentándose en formas irregulares, esféricas u ovoidales, en ocasiones se observan en forma de enjambres. Además una muestra de un enclave félsico esferoidal (Figura 3.13), consistente de gneiss bandeado, fue colectado en la porción NE. Éste mostró una textura granular cuya mineralogía indica metamorfismo de alto grado en facies de granulita. Este enclave podría representar un fragmento de la corteza a la que se ha extraído magma por un proceso previo de fusión parcial (restita). Sin embargo, esto no implica necesariamente que el enclave haya sido arrastrado por

el magma desde la corteza inferior. Procesos tectónicos podrían transportar partes de la corteza a niveles más someros, en donde podría haber sido arrastrado y parcialmente asimilado por el magma durante su ascenso al nivel de emplazamiento (Jasso-Saldaña, 2010).



**Figura 3.12:** Modelo sobre la historia de emplazamiento del intrusivo Rocamontes (sin escala) (Delgado-García & Morales-Acosta, 2010). A: Posición estructural de las rocas encajonantes antes del inicio de la deformación regional. B: Desarrollo de una falla de cabalgadura, produciendo una rampa en las Formaciones Zuloaga y la Casita, para formar el anticlinal Los Indios-El Astillero. C: Desarrollo de una nueva zona de despegue y una rampa en las Formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña y Tamaulipas Superior. D: Emplazamiento de las rocas ígneas cuarzomonzonita, y sienita, además de emplazamiento de diques y sills, generando fallas antitéticas. E: Formación de un lacolito tipo árbol de Navidad, alimentado por medio de una falla de cabalgadura. F: Relieve aproximado actual y relaciones de contacto observadas en el área del complejo.





**Figura 3.13:** A (UTM: 729636N, 286659E): Enclave félsico de gneiss bandeado, con una forma aproximadamente ovoide, incluido en rocas de composición monzonítica y B: Asimilación parcial de gneiss bandeado por parte de la roca ígnea intrusiva.

### 3.5. Porción Occidental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro

La porción Occidental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO-W), con edades de emplazamiento del Eoceno-Oligoceno, se encuentra constituido por los complejos intrusivos: (1) Concepción del Oro-Providencia (CO-PR), (2) El Colorado-La Pachona (CP), (3) Melchor Ocampo (MO), (4) Noche Buena (NB) y (5) Santa Rosa (SR). Cabe señalar que el alineamiento de estos complejos, marcan claramente una zona de debilidad cortical. A continuación se describe brevemente estas estructuras.

#### 3.5.1 Complejo Intrusivo Concepción del Oro-Providencia

Desde el punto de vista petrológico, geoquímico y metalogénico, los intrusivos de Concepción del Oro y Providencia constituyen un complejo ígneo, que en conjunto es una de las estructuras de mayor volumen dentro del CICO (Figura 3.14: [Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010](#)). Es importante señalar que desde la época colonial, los distritos mineros que se incluyen en este complejo han sido de los más prolíficos productores de Cu en México, tomando en cuenta que los principales cuerpos mineralizados se presentan a lo largo del contacto ígneo-sedimentario asociados a chimeneas, brechas (*pipes*), vetas y mantos (*sills*) ([Castro-Reino, 2004](#)).

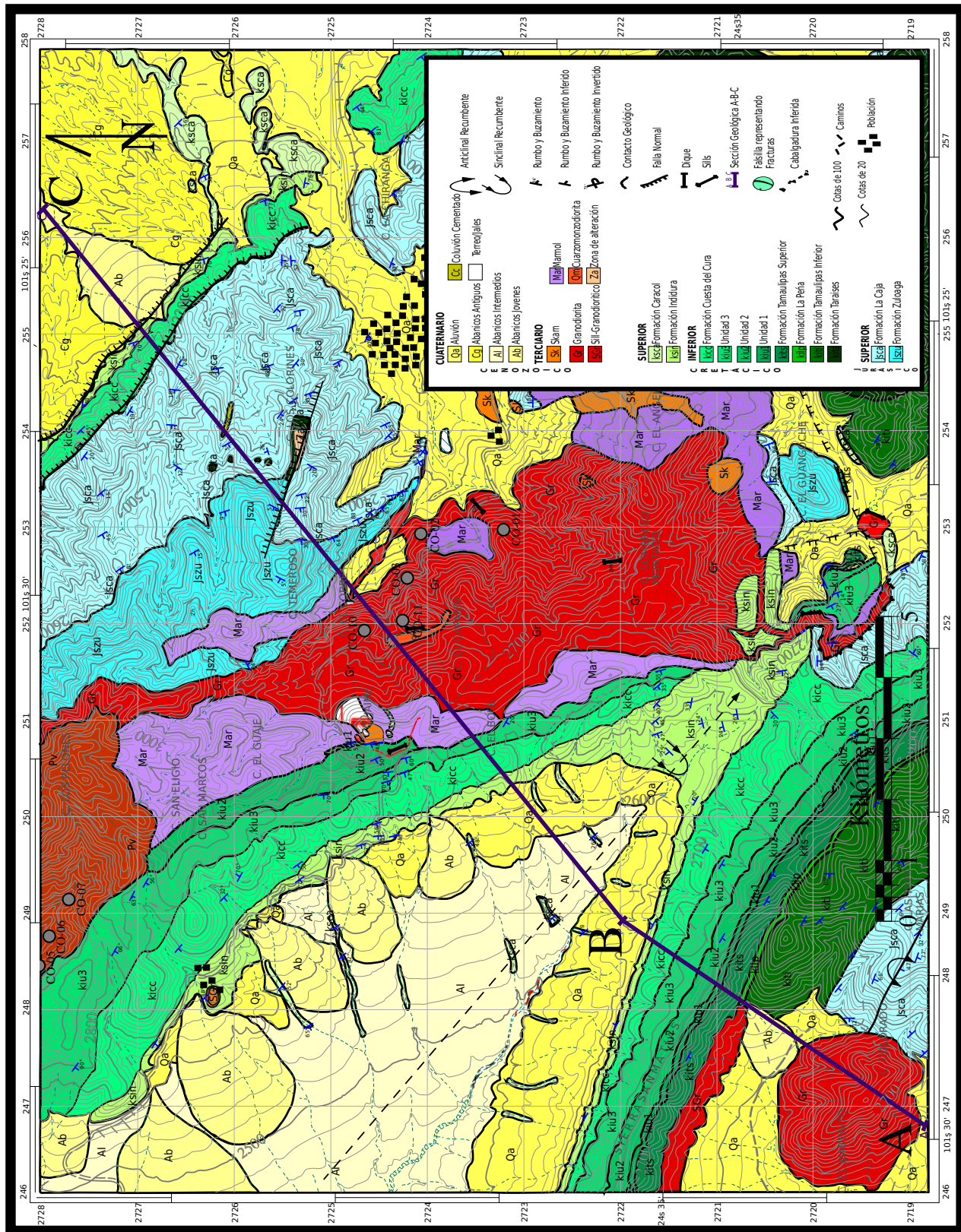


El Complejo de Concepción del Oro-Providencia se encuentra compuesto principalmente por granodiorita, cuyo afloramiento tiene dimensiones aproximadas de 40 km<sup>2</sup>, la roca se encuentra fracturada debido a la circulación de fluidos dentro del intrusivo, también ocurren autolitos tipo MME (*Mafic Microgranular Enclave*) de cuarzomonzodiorita y monzodiorita con diferentes morfologías, de tamaños que varían de 3 a 60 cm, asociados probablemente a reinyecciones de magma máfico (Figura 3.15E), además hacia el N se encuentran emplazados diques y *sills* de composición félsica de tonalidades que varían de blanco a amarillento.

La edad de este complejo oscila entre los 40 y 45 Ma ([Sosa-Valdés, 2011](#)) y el fin de la mineralización ocurrió a los  $38 \pm 1.2$  Ma ([Buseck, 1966](#)), lo que indica que la mineralización fue aproximadamente contemporánea con el emplazamiento. La presencia de pirrotita, así como el flujo de calor estimado demuestra que la temperatura máxima en el contacto ígneo fue de ~500 °C, lo cual sugiere que la mineralización metálica fue iniciada por temperaturas mayores dentro de la aureola de contacto. Además, el intrusivo granodiorítico aportó soluciones hidrotermales que contribuyeron a formar aureolas de metamorfismo tipo *skarn* por el intenso metasomatismo en el borde ([Buseck, 1966](#); [Castro-Reino, 2004](#)).

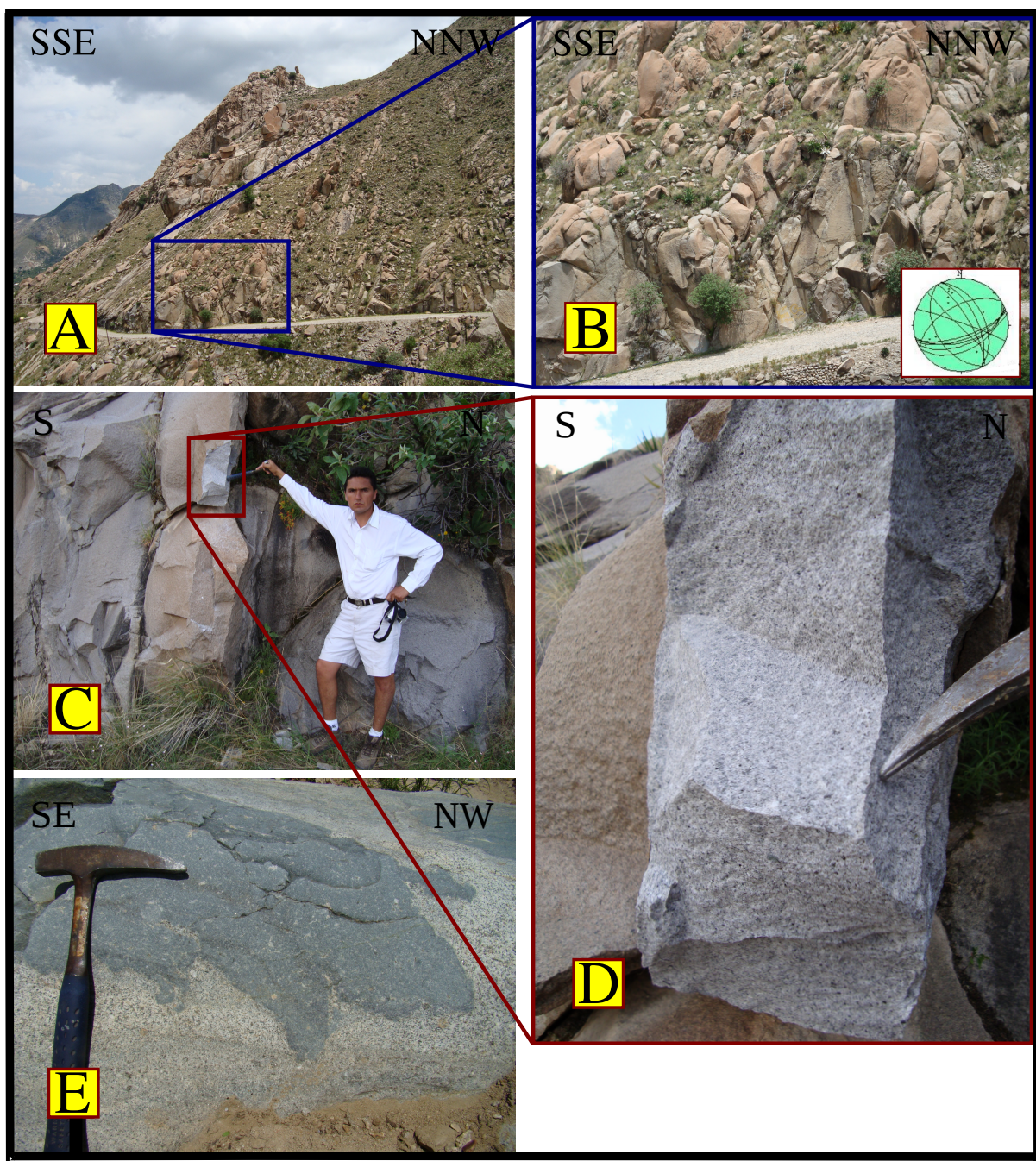
El Complejo de Concepción del Oro-Providencia se encuentra encajonado por una secuencia de rocas sedimentarias marinas que comprenden desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior. La estratigrafía (Figura 3.16: [Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010](#)) corresponde a las Formaciones Zuloaga, La Caja (Jurásico); Teraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Unidad 3, Unidad 2, Unidad 1 (estas unidades correlacionables estratigráficamente con la Formación Tamaulipas Superior), Cuesta del Cura, Indidura, Caracol y Parras (Cretácico).

Por otra parte, debido a la abundancia de diques dentro y en la periferia del intrusivo y de *sills* en las rocas encajonantes que lo contienen, cercano al contacto con la roca ígnea, así como su posición en el núcleo de un anticlinal regional, sugiere que el ascenso del magma debió estar asistido por diques que explotaron fallas sepultadas relacionadas con el desarrollo del anticlinal donde se emplazó. Hay que señalar que el complejo no presenta foliaciones magmáticas ni tectónicas, aunque si existen evidencias de deformación frágil en la roca intrusiva, representada por juntas de enfriamiento asociadas al emplazamiento. Esto permitió establecer que esta estructura constituye un complejo post-tectónico a la deformación regional laramídica que inició en el Cretácico superior ([Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010](#)).

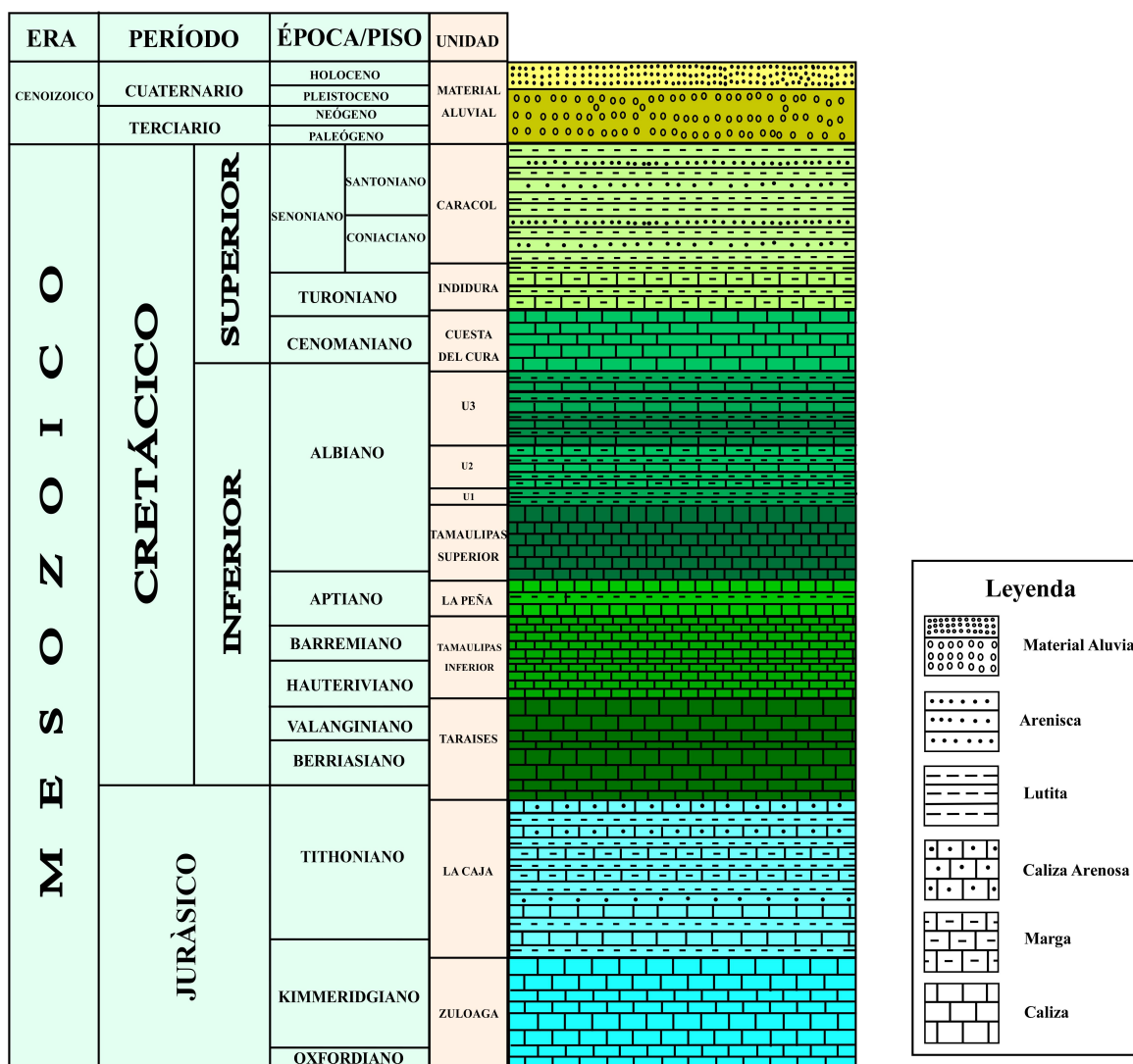


**Figura 3.14:** Mapa geológico en el que se incluyen parte de los complejos intrusivos de CO-PR y SR (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010). Adicionalmente se indica la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas para este estudio.





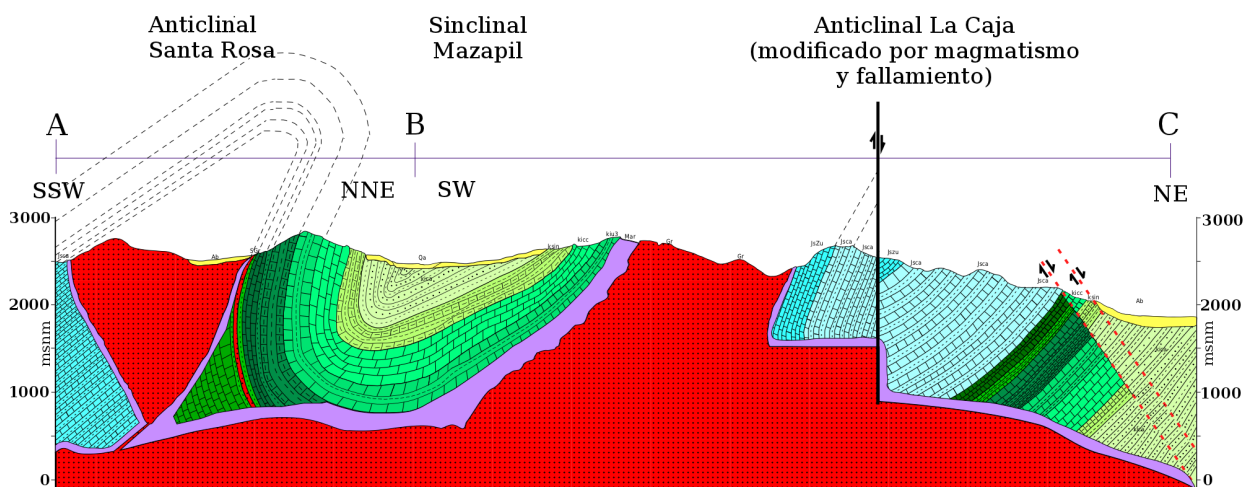
**Figura 3.15:** Fotos que muestran la roca intrusiva (granodiorita) del Complejo Concepción del Oro-Providencia, A y B (UTM: 724452N, 251954E): Afloramiento que presenta un amplio fracturamiento producto de enfriamiento. En la red Schmidt se muestra las direcciones principales. C y D (UTM: 727921N, 248978E): Afloramiento donde se observa el tamaño de grano fanerítico de la roca intrusiva. E (UTM: 728325N, 248768E): Afloramiento donde ocurre un enclave tipo MME (*Mafic Microgranular Enclave*) de gran tamaño (~ 60 cm. de diámetro).



**Figura 3.16:** Columna estratigráfica de la secuencia sedimentaria del complejo CO-PR. Donde se encuentran la Formación Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Unidad 1, Unidad 2, Unidad 3, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010).

Por su parte, Gómez-Alejandro & González-Aguilar(2010) determinaron que el Complejo Concepción del Oro-Providencia presenta estructuras que sostienen la operación de los siguientes mecanismos de emplazamiento: rebaje magmático (*stopping*), asimilación de rocas encajonantes y deformación dúctil (pliegues), concluyendo que el mecanismo principal que contribuyó a generar la mayor parte del espacio para el emplazamiento de magma fueron las fallas periféricas (fallas normales de alto ángulo con bloque levantado hacia la parte interna del plutón), ajustándose a la de un lacolito tipo pistón (Figura 3.17: Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010).





**Figura 3.17:** Sección geológica estructural (A-B-C) a partir del mapa de la figura 3.14, el cual permite evaluar las relaciones entre la deformación regional y el emplazamiento ígneo (Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010).

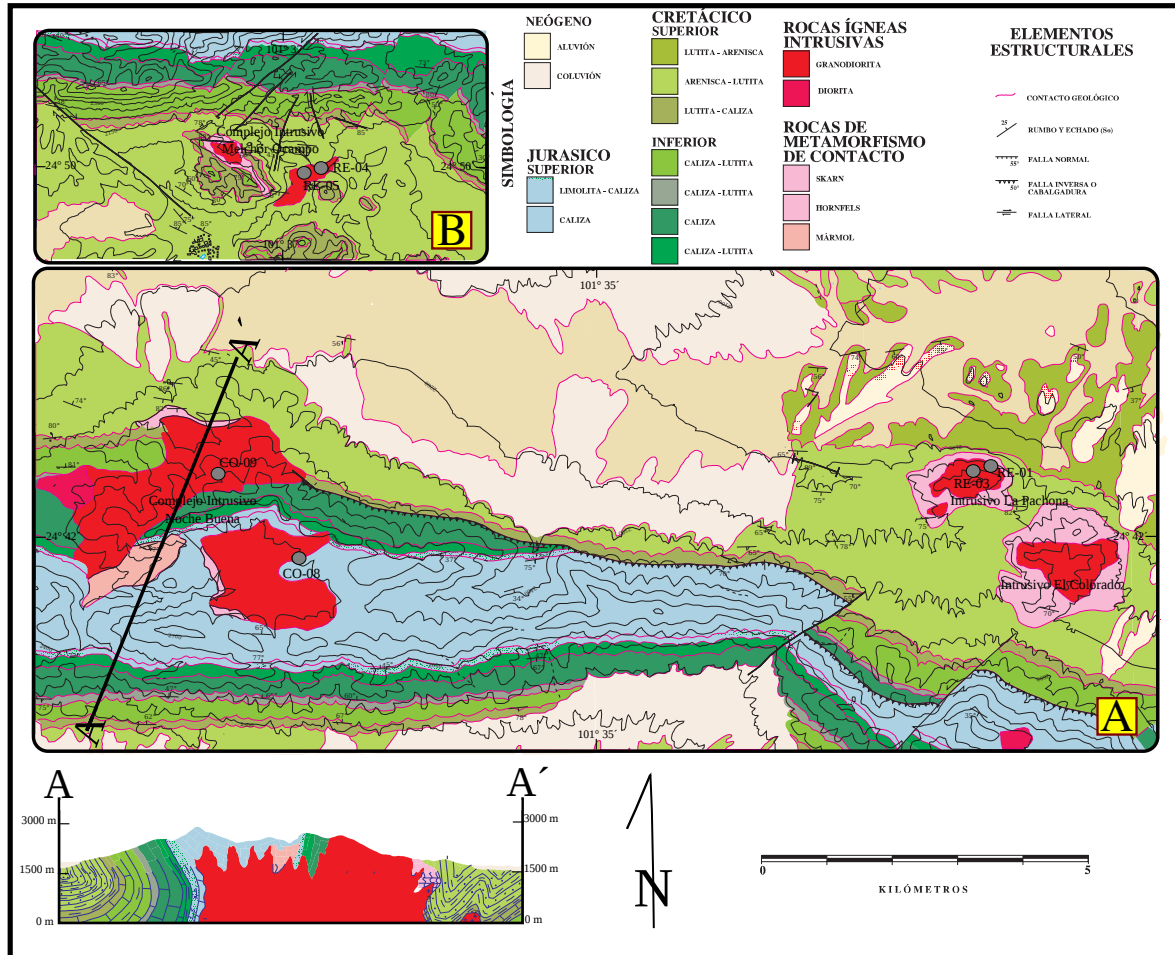
### 3.5.2 Complejo Intrusivo El Colorado-La Pachona

El Complejo intrusivo El Colorado-La Pachona se incluye en el distrito minero denominado Terminal de Providencia, comprende dos cuerpos principales de forma semicircular (Figura 3.18A: SGM, 2004b), así como enjambres de *sills* y diques de composición que varía de cuarzomonzodiorita a granodiorita (Figura 3.19), que en conjunto se emplazan en el borde oriental del anticlinal La Caja y que se infiere forma parte de un complejo de estructuras plutónicas y apófisis ligadas al cuerpo central del intrusivo Providencia. La mineralización de metales base se presenta en forma de vetas, cuerpos estratiformes, chimeneas y diseminada dentro del cuerpo tipo pórfido (Castro-Reino, 2004). Actualmente, se realiza un estudio cartográfico y de análisis estructural para el intrusivo La Pachona (Martínez-Silva, en proceso).

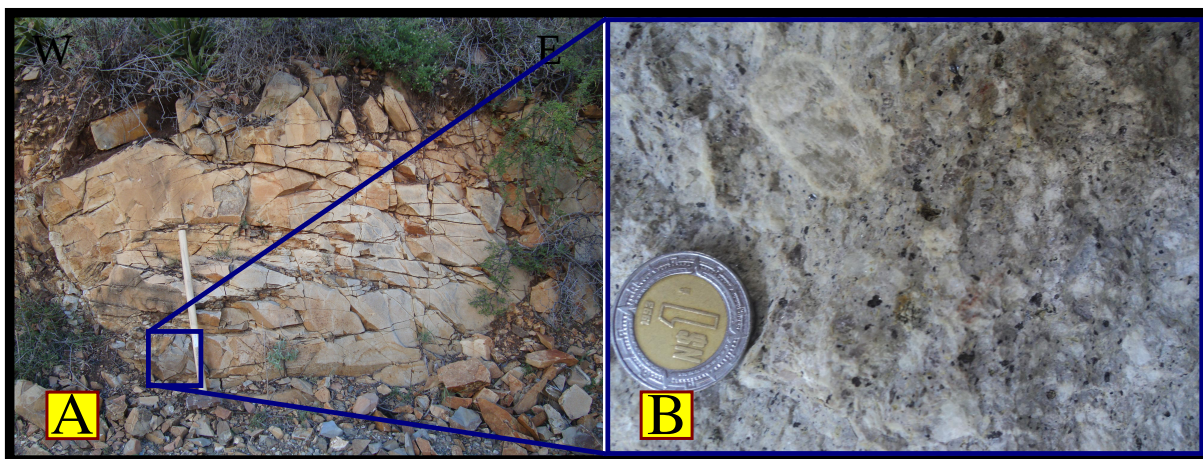
### 3.5.3 Complejo Intrusivo Melchor Ocampo

El complejo intrusivo Melchor Ocampo (MO, figura 3.18B: SGM, 2004b) es virtualmente desconocido, se encuentra emplazado en el extremo NW del CICO, de composición principalmente granodiorítica; sin embargo, ocurren diques dentro del intrusivo principal que varían de

composición máfica y félsica. Presenta mineralización de Au, Ag, Pb, Cu y Zn, en cuerpos enriquecidos que se presentan a lo largo del contacto ígneo-sedimentario asociados a chimeneas, vetas y mantos (*sills*) asociados al *skarn* (Castro-Reino, 2004), además de minerales no-metálicos que se manifiestan como cuerpos de barita y fosforita (SGM, 2004b).



**Figura 3.18:** Mapas geológicos en el que se incluyen: los complejos intrusivos (A) Noche Buena y El Colorado-La Pachona, además la sección geológica estructural (A-A') y (B) Melchor Ocampo (SGM, 2004b). Adicionalmente se indica la ubicación de los afloramientos de las muestras colectadas.



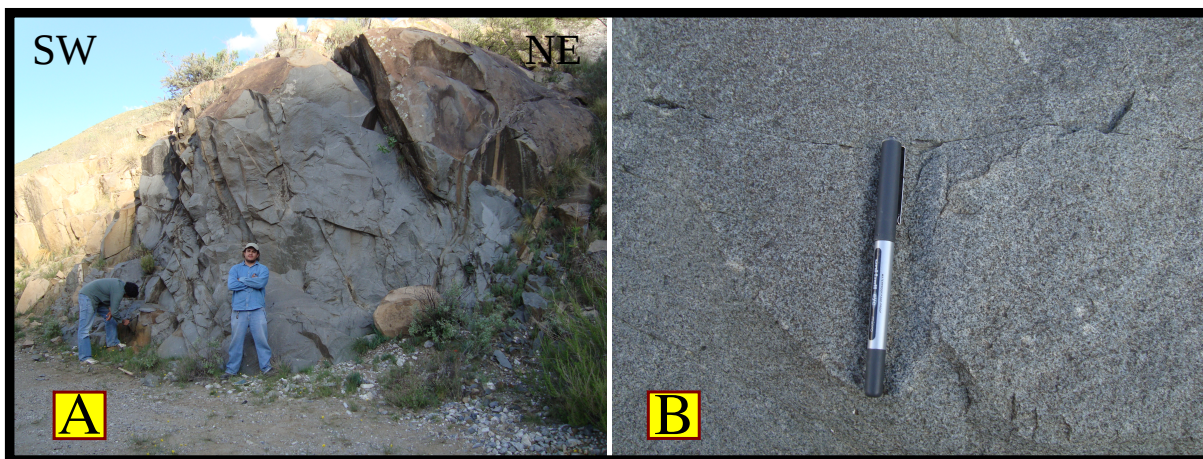
**Figura 3.19:** A (UTM: 735782N, 238968E): Afloramiento de la granodiorita que ocurre en el intrusivo La Pachona B: Muestra de mano en el que se observa el tamaño de grano de esta roca.

### 3.5.4 Complejo Intrusivo Noche Buena

El Complejo intrusivo Noche Buena (NB) se localiza en el extremo W del anticlinal La Caja (Figura 3.18B: [SGM, 2004b](#)), de este modo se infiere que existe una conexión al cuerpo central del intrusivo Providencia y al Complejo El Colorado-La Pachona. Las rocas intrusivas se emplazan principalmente en dos cuerpos semicirculares que varían de composición de monzodiorítica (Figura 3.20) a granodiorítica y que presentan huellas de lixiviación, alteración potásica y fílica; además de la presencia de sulfuros primarios ([SGM, 2004b](#)), cabe recalcar la ocurrencia de autolitos máficos diseminados en esta estructura.

Este complejo intrusivo contiene mineralización asociada al *skarn* formando una aureola de metamorfismo de contacto principalmente con la Formación Zuloaga, esta relación es importante por la mineralización polimetálica que se presenta en forma de vetas, chimeneas y cuerpos irregulares con producción de metales base y preciosos. Cabe señalar que la parte occidental del complejo Noche Buena es atribuida a un segundo pulso fechado en el Oligoceno y documentado por [Castro-Reino \(2004\)](#).





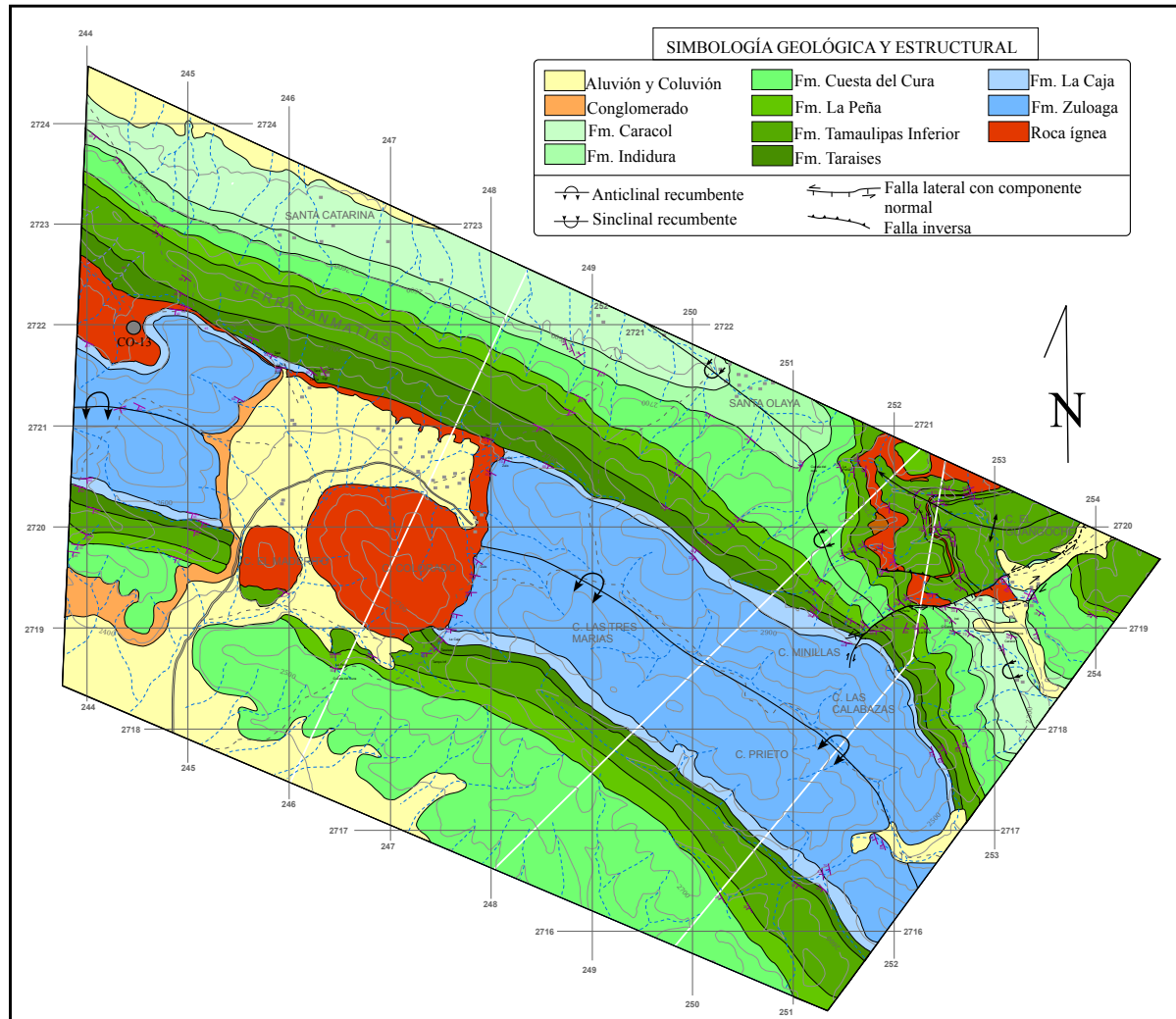
**Figura 3.20:** A (UTM: 734904N, 232348E): Afloramiento de la roca monzodiorítica que ocurre en el intrusivo Noche Buena. B: Aproximación del mismo afloramiento, donde se distingue el tamaño de grano de esta roca.

### 3.5.5 Complejo Intrusivo Santa Rosa

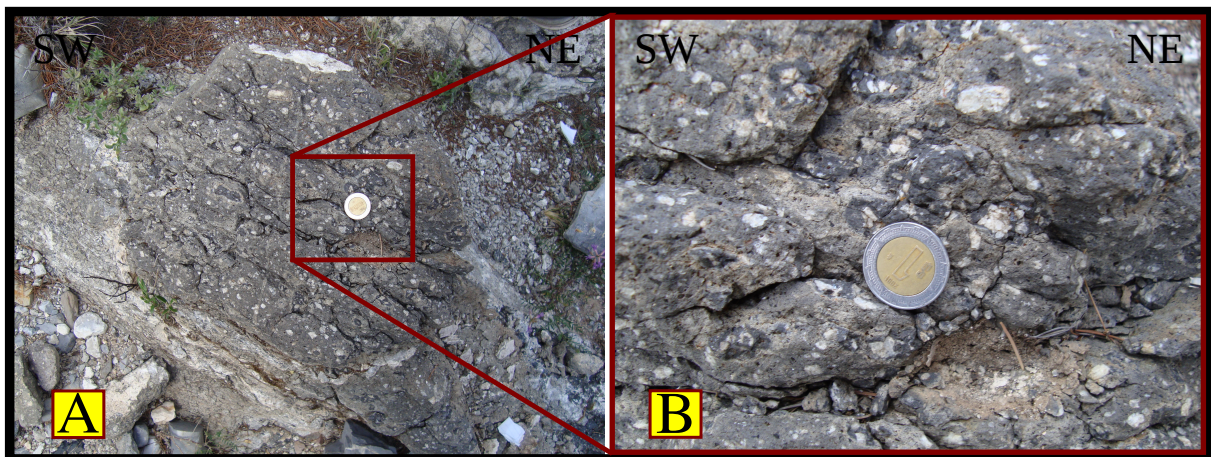
Ubicado en la Sierra de Santa Rosa, al SE de Concepción del Oro, el complejo intrusivo Santa Rosa (Figura 3.21: [Ramírez-Peña, 2011](#)) intrusió principalmente a rocas del Jurásico Superior de la Formación La Caja, ubicadas en el núcleo del anticlinal Santa Rosa, en la Sierra de San Matías. La estructura del anticlinal fue modificada por la intrusión de magma que dio origen a rocas de composición granodiorítica emplazando una estructura tipo *sill* de varios kilómetros de longitud en la parte W del complejo, reemplazando en su totalidad a la Formación La Peña en varias porciones del anticlinal, desviando el eje del sinclinal contiguo (sinclinal Mazapil) ([Gómez-Alejandro & González-Aguilar, 2010](#); [Ramírez-Peña, 2011](#)).

Es importante señalar que el *sill* principal granodiorítico es cortado por diques máficos (Figura 3.22) y félsico tardíos de composición sienítica, alterados por intemperismo. Además, en la porción E del complejo Santa Rosa afloran dos intrusivos de forma circular produciendo zonas enriquecidas de minerales polimetálicos de Cu-Pb-Zn-Ag que se han minado a lo largo de las vetas, en zonas de contacto y en reemplazos adyacentes al contacto entre la roca intrusiva, con calizas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior ([Ramírez-Peña, 2011](#); [Castro-Reino, 2004](#)). Actualmente, se realiza un estudio geológico-estructural para el complejo intrusivo Santa Rosa ([Ramírez-Peña, 2011](#)).





**Figura 3.21:** Mapa geológico del complejo intrusivo Santa Rosa (Ramírez-Peña, 2011). Adicionalmente se indica la ubicación del afloramiento de las muestra colectada para este estudio.



**Figura 3.22:** A (UTM: 722156N, 245086E): Afloramiento donde ocurren diques máficos tardíos de composición sienítica, alterados por intemperismo.

# Metodología Analítica

---

### 4.1. Introducción del capítulo

En general, los estudios petrogenéticos de rocas ígneas se basan en: (A) observaciones de campo (en el marco geológico regional), incluyendo un mapeo geológico a detalle y muestreo de los diferentes tipos de rocas expuestas en una localidad particular, (B) un conocimiento detallado de la petrografía y (C) de la composición química, (D) así como de información de isótopos radiogénicos de las muestras colectadas. De este modo, los estudios petrogenéticos de rocas ígneas tienen por objetivo principal determinar la región fuente, los procesos primarios y los mecanismos dominantes de diferenciación de los magmas por medio de análisis cuantitativos sobre la composición de las rocas ([Wilson, 1989](#); [Rollinson, 1993](#))

La clasificación mineralógica recomendada por la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) para las rocas ígneas ([Le Maitre et al., 2002](#)), se basa en graficar las composiciones modales en cuarzo (Q), feldespato alcalino (A), plagioclasa (P) y feldespatoideos (F) en el doble triángulo QAPF ([Streckeisen, 1976](#)). Conviene recordar que la condición básica para utilizar este diagrama es que los minerales máficos (M') deberán estar presentes en 0-90 %. Sin embargo, debido a las dificultades que implica una determinación modal de alta calidad (con precisión y exactitud), el esquema mineralógico QAPF ha sido complementado y en muchas ocasiones reemplazado por esquemas basados totalmente en parámetros geoquímicos ([Le Bas et al., 1986](#); [Frost et al., 2001](#); [Frost & Frost, 2008](#)).

Por otra parte, la química de las rocas ígneas está controlada fundamentalmente por cuatro factores: (A) la composición química y mineralógica de la región fuente, que puede estar ubicada en el manto o en la corteza, (B) el tipo de proceso y grado de fusión parcial del material fuente, (C) las modificaciones que pudieran ocurrir en el magma en su ruta hacia la superfi-

cie y (D) los procesos de alteración cercanos a la superficie (Rollinson, 1993). Es importante señalar que los mecanismos de diferenciación de los magmas primarios incluyen: (A) Cristalización Fraccionada (FC, *Fraccional Crystalization*), (B) Asimilación-Cristalización Fraccionada (AFC, *Assimilation-Fraccional Crystalization*) y (C) Mezcla de Magmas (*e.g.*, *Mingling*; *Mixing*) (Albarède, 1996; Walther, 2009).

La información geoquímica de rocas ígneas incluye la determinación de los elementos mayores (cuya concentración se representa en % de óxidos) (*e.g.*, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) y elementos traza (cuya concentración se representa en ppm). Entre los elementos traza de especial interés en procesos geoquímicos se encuentran los (A) LILE (*Large Ion Litophile Elements*; *e.g.*, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb), (B) los HFSE (*High Field Strength Elements*; *e.g.*, Nb, Ta, Zr, U, Hf), (C) los Lantánidos o REE (*Rare Earth Elements*; La-Lu) y (D) algunos metales de transición (*e.g.*, Co, Ni, Cu, Zn). Cabe señalar que las propiedades (*e.g.*, radio iónico, carga) de los elementos traza son diferentes, presentando una marcada preferencia por alguna fase del sistema durante los procesos magmáticos de fusión-cristalización. De esta forma, se considera como compatibles aquellos elementos que durante estos procesos, se concentran preferencialmente en las fases sólidas, contrariamente, los elementos cuya preferencia es por la fase líquida se les clasifica como incompatibles (Rollinson, 1993; Albarède, 1996).

La concentración de elementos mayores, en combinación con el análisis petrográfico, permite la clasificación de las rocas y realizar inferencias iniciales sobre los procesos magmáticos dominantes. Adicionalmente, los elementos mayores se utilizan para calcular una composición mineralógica teórica o norma, basada en la cristalización hipotética de ciertos minerales estándares de acuerdo a principios geoquímicos y con fines puramente taxonómicos (Brownlow, 1996). La norma CIPW es el esquema de cálculo de uso más común en rocas ígneas en general (Cross *et al.*, 1902; Verma *et al.*, 2003). Es importante señalar que se han propuesto normas que tienen el merito de ser muy similares a algunas fases minerales observadas en secciones delgadas (Barth, 1952; Rittmann, 1973) y normas especializadas para un tipo de roca (*e.g.*, granitoides, Mielke & Winkler, 1979). Sin embargo, algunos autores (*e.g.*, Middlemost, 1989; Verma *et al.*, 2003) han señalado la existencia de algoritmos bizarros para cálculos normativos y que se debe tener precaución en el uso e interpretación de estos resultados.

De manera particular, las relaciones isotópicas que incluyen núclidos involucrados en procesos de decaimiento espontáneo, debido a radioactividad natural, son una herramienta importante para identificar procesos geológicos y fuentes magmáticas, aplicando diversos diagramas y modelados de correlación isotópica, tomando en cuenta parámetros geológicos (composición

mineralógica, textura, roca asimilada, rasgos estructurales, etc.), distinguiéndose los métodos tradicionales Rb-Sr y Sm-Nd (De Paolo, 1985; Rollinson, 1993; Dickin, 2005).

Por otra parte, es importante señalar que para este trabajo se llevó a cabo un muestreo complementario del CICO a partir de trabajos previos (González-Guzmán, 2009; De la Garza-Grimaldo, 2010; Jasso-Saldaña, 2010), el cual cubrió las diferentes variedades de rocas ígneas reconocidas en campo, tratando de cubrir la mayor parte de los complejos del cinturón. Además, se ubicaron los afloramientos, describiéndolos según las relaciones de campo, la textura y composición mineralógica de las rocas. En dos campañas se recolectaron un total de 24 muestras, considerando que presentarían la menor alteración posible, colectando en promedio 4 Kg de cada punto, de los cuales sólo se utilizaron 18 para la presente tesis. A continuación, se describirán los métodos analíticos utilizados, los cuales incluyen la elaboración de secciones delgadas, la preparación de las muestras y determinación de elementos mayores y traza, acondicionamiento de las muestras y medición de relaciones isotópicas (Sr y Nd).

#### 4.2. Preparación de láminas delgadas

La preparación de las láminas delgadas de las muestras colectadas se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL. El proceso se desarrolló según la metodología estándar de cortes y pulido con polvos abrasivos en una serie de etapas:

**Corte:** La muestra de roca (~4 Kg.) es cortada con una sierra de disco diamantado para obtener cubos de  $\sim 4 \times 2 \times 3$  cm.

**Pulido:** Se seleccionó una de las caras del cubo para su pulido, utilizando un disco metálico (Figura 4.1), al cual se le agregaron agua y polvos abrasivos de SiC (carburo de silicio) # 200 hasta obtener una superficie plana; adicionalmente, la superficie obtenida fue pulida en una placa de vidrio, utilizando agua y polvos abrasivos de SiC más finos (# 400, # 600 y # 800) hasta obtener una superficie reflejante (Figura 4.1).

**Pegado:** La superficie pulida se pegó sobre un portaobjeto de vidrio con un agente cementante incoloro e isótropo (Mezcla de resinas epóxica KÖRAPOX 439; mezcla de resina-cristalizador en relación 2:1).

**Corte fino:** Una vez pegado el cubo de roca al portaobjeto se cortó con un disco de diamante fino (Figura 4.1), hasta obtener un espesor  $\sim 1$  mm.

**Acabado:** La sección obtenida se sometió a un pulido como el anterior hasta obtener un espesor entre 25 a 30  $\mu\text{m.}$ , controlado principalmente según el método de Michel-Levy, determi-



nando los colores de interferencia que presentan los minerales (principalmente: cuarzo, feldespatos y plagioclasas).



**Figura 4.1:** Equipo utilizado en la elaboración de las láminas delgadas (sistema de cortadora con disco diamantado, discos giratorios y placa de vidrio) en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL.

#### 4.3. Estudio petrográfico

El estudio petrográfico se realizó en conjunto, en los Laboratorios de Petrografía de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL y de la división de Ciencias de la Tierra del CICESE. Por medio de un microscopio de luz polarizada y con el apoyo de literatura especializada (*e.g.*, Philpotts, 1989; Mackenzie & Guilford, 1996; Mackenzie *et al.*, 1996), se realizó dicho análisis. Los objetivos fueron: (A) identificar los diferentes tipos de minerales constituyentes de

las muestras (tomando como base sus propiedades ópticas), (B) determinar el tipo de textura de las rocas, (C) determinar características particulares de los especímenes y (D) determinar la abundancia de los diferentes minerales (estableciéndose por medio del conteo de ~900 puntos/muestra espaciadas regularmente entre cada punto, con un contador mecánico de puntos), utilizando el método Gazzi-Dickinson ([Ingersoll \*et al.\*, 1984](#)), empleado en rocas plutónicas, ya que en este procedimiento el tamaño de los constituyentes es irrelevante en el resultado final.

Para dicho estudio se realizó una revisión de las láminas documentadas por [González-Guzmán \(2009\)](#), [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#), así como de las muestras utilizadas en el presente estudio (Total  $n=75$ ). Se utilizó la clasificación primaria basada en la composición cuantitativa de agrupaciones minerales ([Le Maitre \*et al.\*, 2002](#)), con la excepción de la muestra RG-07 consistente en un enclave félsico (gneis bandeado), obtenida en el Complejo Intrusivo Rocamontes. En el ANEXO I se presenta una breve descripción de las láminas delgadas, agrupadas por complejos intrusivos, así como un resumen sobre la información petrográfica de las muestras analizadas (Tabla A.1), utilizando las abreviaturas de minerales recomendadas por [Whitney & Evans \(2010\)](#).

#### **4.4. Pulverizado de roca**

Para llevar acabo los análisis isotópicos y geoquímico de elementos mayores y trazas de las muestras seleccionadas se realizó un tratamiento de pulverizado en el Laboratorio de Molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL, a partir de la siguiente metodología: (1) utilizando un martillo geológico se retiró la capa superficial de la muestra, hasta obtener una roca libre de alteraciones, (2) la muestra fresca fue fragmentada a tamaños de ~ 0.5 y 1.0 cm<sup>3</sup>, con la ayuda de un martillo geológico, (3) se utilizó un triturador (Siebtechnik EB 7/6) para reducir los fragmentos a un tamaño ~ 0.5 mm, y (4) por último, se utilizó un molino de ágata de tipo Siebtechnik Ts 100 A (Figura 4.2), para pulverizar la muestra a un tamaño de ~200 a 400 mallas (75-38  $\mu\text{m}$ ). Por cada muestra, se obtuvo un total de ~1 Kg de polvo.



**Figura 4.2:** Equipos utilizados en el proceso de molienda de las muestras (molino de ágata tipo Siebtechnik Ts 100 A y triturador Siebtechnik EB 7/6) en el Laboratorio de Molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL.

#### 4.5. Análisis geoquímico de elementos mayores

La composición de elementos mayores se determinó en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM, por el M.C. Rufino Lozano Santa Cruz. La preparación de las muestras consistió en mezclar la muestra con un fundente “met-tet” (metaborato ( $\text{LiBO}_2$ ) – tretraborato de litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ), composición 1:1) en una relación 5:95. La mezcla resultante se colocó en un crisol de Pt/5 %Au y fue fundida en un horno de inducción, equipado con quemadores Fisher, a  $\sim 1100^\circ\text{C}$ . El fundido resultante fue depositado en moldes de Pt/5 %Au (*Fluxy Claisse*), que fueron enfriados lentamente, utilizando una corriente de aire, hasta formar una perla de vidrio. Previo al calentamiento se agregaron dos gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. Esta solución actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se despegue del molde durante el proceso de enfriado.

Las perlas de vidrio fueron analizadas en un sistema de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000, equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de  $125\ \mu\text{m}$  (Figura 4.3). La reducción de los datos se realizó utilizando el programa FULLMDIL.QAN que maneja el espectrómetro. Este sistema fue previamente calibrado utilizando una combinación de materiales de referencia geoquímica del *U.S. Geological Survey* (EEUU) y del programa CANMET (Canadá). En general, la precisión analítica reportada por el laboratorio fue  $< 1\%$  para los elementos mayores,

mientras que los límites de detección estuvieron en niveles de 0.01 %. En la Tabla 4.1 se muestra los resultados de análisis de elementos mayores en materiales de referencia por Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM obtenidos por [Guevara et al. \(2005\)](#).



**Figura 4.3:** Sistema de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000, equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125  $\mu\text{m}$ , en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM.

**Tabla 4.1:** Resultados de análisis de elementos mayores (% m/m) en materiales de referencia.

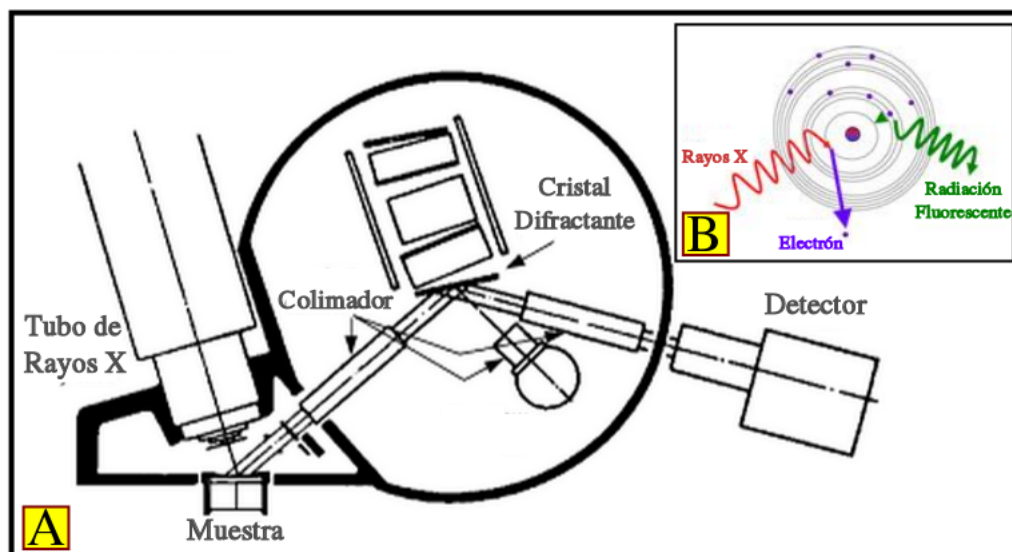
	Dolerita	<i>Dolerita</i>	Andesita	<i>Andesita</i>	Basalto	<i>Basalto</i>	Riolita	<i>Riolita</i>	Diorita	<i>Diorita</i>
MRG	WS-E	<i>WS-E</i>	JA-1	<i>JA-1</i>	JB-1	<i>JB-1</i>	JR-1	<i>JR-1</i>	DR-N	<i>DR-N</i>
	Exp	<i>Cert</i>	Exp	<i>Cert</i>	Exp	<i>Cert</i>	Exp	<i>Cert</i>	Exp	<i>Cert</i>
SiO <sub>2</sub>	50.97	<i>50.70</i>	64.63	<i>63.97</i>	52.33	<i>52.37</i>	75.78	<i>75.45</i>	53.34	<i>52.85</i>
TiO <sub>2</sub>	2.431	<i>2.400</i>	0.875	<i>0.850</i>	1.324	<i>1.320</i>	0.114	<i>0.110</i>	1.105	<i>1.090</i>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.52	<i>13.78</i>	15.29	<i>15.22</i>	14.68	<i>14.53</i>	13.16	<i>12.83</i>	17.69	<i>17.52</i>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	12.76	<i>13.15</i>	7.26	<i>7.07</i>	8.96	<i>8.990</i>	0.90	<i>0.890</i>	9.98	<i>9.70</i>
MnO	0.1685	<i>0.1700</i>	0.1647	<i>0.157</i>	0.1531	<i>0.1530</i>	0.1069	<i>0.0990</i>	0.2283	<i>0.2200</i>
MgO	5.75	<i>5.550</i>	1.529	<i>1.570</i>	7.87	<i>7.710</i>	0.109	<i>0.120</i>	4.327	<i>4.400</i>
CaO	8.85	<i>8.95</i>	5.63	<i>5.700</i>	9.26	<i>9.250</i>	0.687	<i>0.670</i>	7.012	<i>7.050</i>
Na <sub>2</sub> O	2.463	<i>2.470</i>	3.845	<i>3.840</i>	2.77	<i>2.770</i>	3.98	<i>4.02</i>	2.978	<i>2.990</i>
K <sub>2</sub> O	0.012	<i>1.000</i>	0.773	<i>0.770</i>	1.458	<i>1.4300</i>	4.294	<i>4.410</i>	1.746	<i>1.700</i>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.006	<i>0.300</i>	0.1629	<i>0.165</i>	0.268	<i>0.255</i>	0.0156	<i>0.0210</i>	0.2374	<i>0.2500</i>

Resultados obtenidos por [Guevara et al. \(2005\)](#) por Fluorescencia de Rayos X en el laboratorio de geoquímica, Instituto de Geología, UNAM, valores certificados por [Govindaraju \(1994\)](#).

La técnica para determinar los elementos mayores por FRX se basa en el hecho de que cuando la superficie de una muestra es irradiada con un haz de rayos X, produce una radiación



incidente, expulsando los electrones de capas interiores del átomo, dando lugar a que los de capas más externas ocupan su lugar (Figura 4.4B: Riddle, 1993). El exceso energético resultante de esta transición emite una radiación secundaria o de fluorescencia. Esta radiación secundaria es dirigida hacia un cristal analizador que la separa en distintas longitudes de onda. Éstas, a su vez, son reflejadas en un detector de radiación montado sobre un goniómetro de alta precisión (Figura 4.4A: Beckhoff *et al.*, 2006). Puesto que la posición angular del cristal y del goniómetro es una función de la longitud de onda y la intensidad de la radiación en cada longitud de onda es proporcional a la concentración del correspondiente elemento, es posible identificar el elemento, así como su concentración.



**Figura 4.4:** A: Diagrama simple de los componentes del proceso FRX; tubo emisor de Rayos X, colimador, cristal difractante y detector de la radiación, en el cual se incluye un goniómetro de alta precisión (Beckhoff *et al.*, 2006), B: Diagrama esquemático que muestra el mecanismo utilizado en el proceso FRX, que resulta en la emisión fluorescente de Rayos-X a partir del átomo (Riddle, 1993).

#### 4.6. Análisis geoquímico de elementos traza

Por otra parte, la composición en elementos traza, incluyendo REE, se determinaron en el laboratorio de estudios isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM con un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) (Figura 4.5), a partir de la siguiente metodología: Se pesaron ~0.05 g de cada muestra en viales de teflón de 15 ml, a los que se le agregaron 0.5 ml de HNO<sub>3</sub> y 1 ml de HF. La mezcla se calentó por 24 hrs con los viales cerrados y después se dejó evaporar a sequedad. Posteriormente, se añadieron nuevamente a cada muestra 0.5 ml de HNO<sub>3</sub> y 1 ml de HF, la solución se transvasó a viales de 1.7 ml para ser transferidos, a una bomba de presión Parr agregándoles 3 ml de HF y 2 ml de HNO<sub>3</sub> al

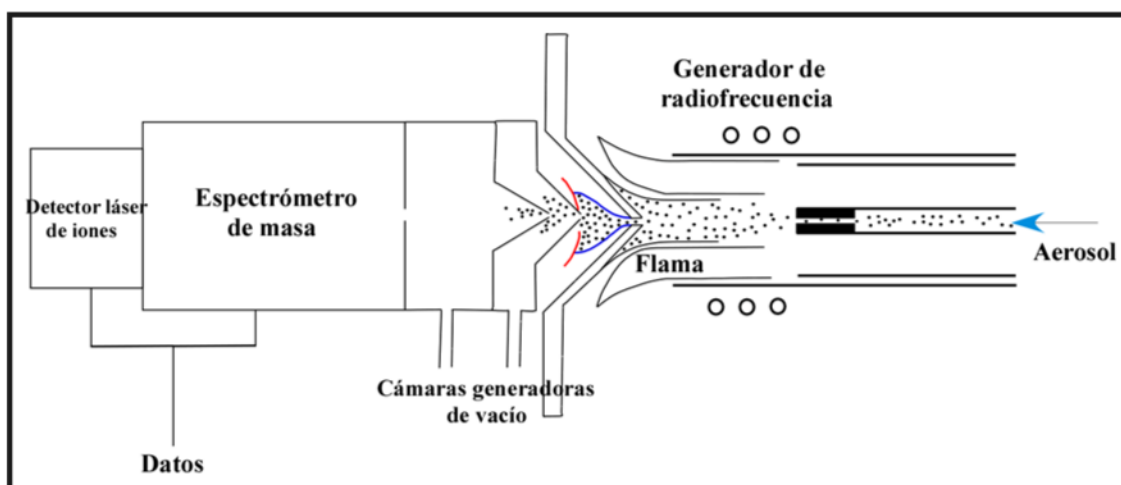
contenedor interno de teflón. Las bombas fueron cerradas a presión y calentadas, en una estufa por cuatro días, a  $\sim 190\text{ }^{\circ}\text{C}$ .



**Figura 4.5:** Espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS), de marca Thermo Series-XII, equipado con una celda de colisión/reacción (He, N<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, y O<sub>2</sub>), en el laboratorio de estudios isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM.

Posteriormente, las bombas fueron retiradas de la estufa y se llevaron a temperatura ambiente. Las bombas fueron abiertas y se extrajeron los viales, los cuales se destaparon y se calentaron a  $\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$  hasta sequedad. Al residuo resultante se le agregaron 2 ml de HCl 6M, y los viales se colocaron nuevamente en las bombas de presión, añadiendo 3 ml de HCl 6M al contenedor interno de teflón. Las bombas fueron cerradas y calentadas, por 24 hrs, a  $\sim 190\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Posteriormente, fueron retiradas de la estufa y enfriadas por 5 hrs. A continuación las muestras se transvasaron a viales de teflón de 15 ml, lavando los viales de 1.7 ml con 0.1 ml de agua desionizada, y se calentaron hasta evaporación por 2-3 hrs. Se agregaron 16 gotas de HNO<sub>3</sub> concentrado y la solución fue calentada hasta sequedad. Se adicionó una nueva proporción de HNO<sub>3</sub> concentrado, y a continuación los viales se cerraron y se calentaron a  $\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$  por 24 hrs. Se retiraron las tapas de las bombas y las soluciones se evaporaron a sequedad. A cada bomba se le adicionaron 2 ml de agua desionizada y 2 ml de HNO<sub>3</sub> 8 M, se cerraron y se calentaron a  $\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$  por 24 hrs. De forma paralela, se preparó una solución de estándares internos (ISS) constituida por 3949 ml de agua desionizada y 200  $\mu\text{L}$  de una solución patrón que contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de Bi, 5 ppb de Tm y 5ppb de In. La dilución final de las muestras se realizó por peso; las muestras se diluyeron en una botella de 125 ml previamente pesada con la ISS hasta un volumen aproximado de 100 ml y se anotó el peso de la solución final.

La técnica ICP- MS se resume de la siguiente manera: a la solución resultante a partir de la preparación de las muestras, se le añadió soluciones estándares que incluyen los elementos a analizar, posteriormente, se introduce por capilaridad a un nebulizador, cuya función es la de convertir la solución en aerosol, para posteriormente ser movilizado por Ar hasta una cámara diseñada para filtrar las partículas a  $<5\ \mu\text{m}$ , las cuales son dirigidas a un mechero con otros dos tubos concéntricos conteniendo gas inerte, los cuales sirven para estabilizar la flama y el conducto principal. La temperatura que se produce en la flama es suficientemente alta para romper las uniones químicas y liberar los átomos presentes en el plasma, los cuales se encuentran en un estado excitado debido al generador de radiofrecuencia integrado en el mechero. Al volver al estado basal, en el plasma se genera un rayo de iones, el cual se enfoca hacia el espectrómetro de masas cuádruple, en cámaras al alto vacío, donde se separan los iones de acuerdo a la relación masa/carga, así las concentraciones de los átomos presentes son detectados por un detector láser de iones (Figura 4.6: [Riddle, 1993](#)).



**Figura 4.6:** Diagrama de los componentes finales del proceso ICP-MS; mechero compuesto, generador de radiofrecuencia, cámaras generadoras de vacío, espectrómetro de masa cuádruple y detector láser de iones ([Riddle, 1993](#)).

**Tabla 4.2:** Resultados de análisis de elementos traza (ppm) en materiales de referencia.

	Andesita	Andesita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Riolita	Riolita
MRG	AGV-2	AGV-2	BCR-2	BCR-2	BHVO-2	BHVO-2	JR-1	JR-1
	Exp	Cert	Exp	Cert	Exp	Cert	Exp	Cert
V	113	120	400	416	310	317	13.5	<8
Cr	16	17	16.4	18	280	280	3.04	2.3
Co	15	16	36.5	37	44.3	45	0.96	0.65
Ni	18.5	19	12.5		118	119	1.02	0.66
Cu	52.9	53	27.2	19	136	127	4.8	1.4
Zn	82.7	86	126	127	157	103	28.3	30
Ga	19.9	20	22.2	23	21.7	21.7	16.8	17.6
Rb	66	68.6	47.5	48	9.47	9.8	257	257
Sr	647	658	342	346	404	389	23.5	30
Y	19.5	20	37.1	37	26.9	26	44.2	46
Zr	229	230	189	188	174	172	93.1	102
Nb	14.6	15	13.2		19.7	18	16.5	15.5
Cs	1.14	1.16	1.13	1.1	0.09		20.8	20.2
Ba	1135	1140	688	683	130	130	43.4	40
La	37.8	38	25.2	25	15.3	15	19.8	21
Ce	68.3	68	52.8	53	37.7	38		49
Pr	8.1	8.3	6.88	6.8	5.4		6.08	6.1
Nd	29.9	30	28.5	28	24.5	25	23.5	25.5
Sm	5.68	5.7	6.71	6.7	6.25	6.2	5.95	6.2
Eu	1.53	1.54	1.92	2	1.98		0.3	0.31
Gd	4.6	4.69	6.85	6.8	6.3	6.3	5.95	4.8
Tb	0.74	0.64	1.06	1.07	0.94	0.9		1.1
Dy	3.53	3.6	6.6		5.5		6.6	6.2
Ho	0.67	0.71	1.32	1.33	1	1.04	1.4	1.1
Er	1.8	1.79	3.65		2.52		4.15	3.9
Tm								
Yb	1.65	1.6	3.44	3.5	2.02	2	4.8	4.6
Lu	0.24	0.25	0.5	0.51	0.3	0.28	0.72	0.68
Hf	5.01	5.08	4.74	4.8	4.23	4.1	4.6	4.7
Ta	0.9	0.89	0.83		1.24	1.4	1.81	1.9
Th	6.11	6.1	5.9	6.2	1.3	1.2	26.8	26.5
U	1.9	1.88	1.7	1.69	0.41		8.9	9

Resultados de los análisis de elementos traza en materiales de referencia geoquímica obtenidos por ICP-MS en el Centro de Geociencias, UNAM y la comparación con valores certificados por [Govindaraju \(1994\)](#).

Es importante mencionar que al igual que en el análisis de elementos mayores, el sistema analítico ICP-MS fue calibrado aplicando una serie de materiales de referencia geoquímica del *U.S. Geological Survey* y del *Geological Survey of Japan*. Los resultados del análisis de materiales de referencia geoquímica durante el proceso de calibración que reportaron para los elementos traza y su comparación con los datos reportados en la literatura se presentan en la Tabla 4.2. De esta forma, la precisión analítica para la mayoría de los elementos analizados fue <5 %, mientras que los límites de detección variaron entre 0.5 – 10 ppm.

#### 4.7. Cálculo de la composición mineralógica teórica (Norma)

La clasificación modal es poco práctica para algunas rocas intrusivas, especialmente para las de textura afanítica. Como alternativa, se propuso utilizar datos de análisis químico para calcular una composición mineralógica teórica o Norma, basada en la cristalización hipotética de ciertos minerales estándares (Le Maitre *et al.*, 2002). La norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson y Washington, Cross *et al.*, 1902) es el esquema de cálculo de uso más común en geoquímica. Sin embargo, el algoritmo original ha sido reproducido o modificado en varias ocasiones (*e.g.*, Johannsen, 1931; Kelsey, 1965; Hutchison, 1974; Cox *et al.*, 1979; Le Maitre, 1982; Ragland, 1989; Rollinson, 1993; Verma *et al.*, 2003). Además, existen varios programas de cómputo para desarrollar este cálculo (*e.g.*, Till, 1977; Glazner, 1984; Fears, 1985; Verma & Navarro de León, 1993, Le Maitre *et al.*, 2002; Verma *et al.*, 2002; Janoušek *et al.*, 2006), con resultados discrepantes.

Por otra parte, la relación  $FeO/Fe_2O_3$  a utilizar en el cálculo de la Norma es de particular importancia, ya que cambios en ella producen resultados variables en la abundancia y naturaleza de los minerales normativos. En este sentido, varios autores han señalado la necesidad de estandarizar esta relación en rocas ígneas, en lugar de utilizar directamente los datos obtenidos en el laboratorio (Irvine & Baragar, 1971; Le Maitre, 1976; Middlemost, 1989; Verma *et al.*, 2003). Esto se debe a que la relación puede estar afectada por oxidación de la roca durante intemperismo o metamorfismo. Además, es común que no se reporten los dos tipos de Fe ( $FeO$  y  $Fe_2O_3$ ), sino solamente el contenido total de Fe (como  $FeO^t$  o  $Fe_2O_3^t$ ).

Para el cálculo de la norma CIPW reportada en este trabajo (ANEXO III), los datos se capturaron y procesaron en el paquete especializado en estadística R (*software* GNU con licencia pública: ?), siguiendo las reglas propuestas por Verma *et al.* (2003), utilizando los pesos moleculares publicados por la IUPAC (*International Union of Pure and Applied Chemistry*; Wieser,

2006) y empleando el esquema de ajuste para la relación Fe en rocas plutónicas según [Le Maitre \(1976\)](#):

$$\frac{FeO}{FeO + Fe_2O_3} = 0.88 - 0.0016SiO_2 - 0.027(Na_2O + K_2O) \quad (4.1)$$

Es importante señalar que idealmente las composiciones normativas deberían mostrar las fases minerales reales. Sin embargo, para crear tal Norma, se debería entender los mecanismos de la cristalización magmática perfectamente; por lo tanto, el algoritmo sería extremadamente difícil de realizar. Algunos factores que afectan las variaciones entre la composición normativa y la composición modal de las rocas son; el desequilibrio de las fases cristalinas (*e.g.*, minerales zonados o diferencias de composiciones aisladas en el interior de granos), temperatura, presión, constituyentes menores, contenido de H<sub>2</sub>O en el líquido y presencia de minerales que contengan H<sub>2</sub>O en su estructura ([Best, 2003](#)).

#### 4.8. Análisis isotópico Sr y Nd

La preparación química de las muestras para el análisis isotópico se desarrolló en el laboratorio ultralimpio de geología isotópica de la división de Ciencias de la Tierra del CICESE, siguiendo el manual interno del laboratorio, utilizando productos químicos de calidad “suprapur” (2-3 veces destilados) (HCl, HNO<sub>3</sub>, HF y HClO<sub>4</sub>) y agua Mili-Q. De manera resumida, el procedimiento es el siguiente: La digestión de muestras inicia con el pesado preciso<sup>1</sup> (entre 100 y 120 mg), en vasos de Teflón® (PFA) (previamente sometidos a proceso de limpieza). El pesado se llevó a cabo con una balanza analítica marca Sartorius CP225D de 5 dígitos, con una precisión de ±0.01mg. A las muestras se les añade un *spike* combinado de Sr-Sm-Nd, en cantidades de acuerdo a los cálculos efectuados dependiendo de su concentración de Nd (0.04μL / 10ppm / 0.1g), posteriormente se disuelven en ácidos HNO<sub>3</sub>(1 ml), HF(3 ml) y HClO<sub>4</sub> (4 gotas), utilizando el sistema DAS para su evaporación (Figura 4.7B).

Para el buen funcionamiento del espectrómetro de masas es importante no contaminar con isótopos que interfieran en la medición (*e.g.*, <sup>87</sup>Rb con <sup>87</sup>Sr). Por lo tanto, las correcciones durante las mediciones de Sr en parte dependen del contenido de Rb, por lo que es importante evitar que cualquier tipo de Rb, aún el contenido en el *spike*, entre al espectrómetro de masas donde se mide el Sr. Es por ello que el tratamiento del Rb se hace de manera separada. Por lo

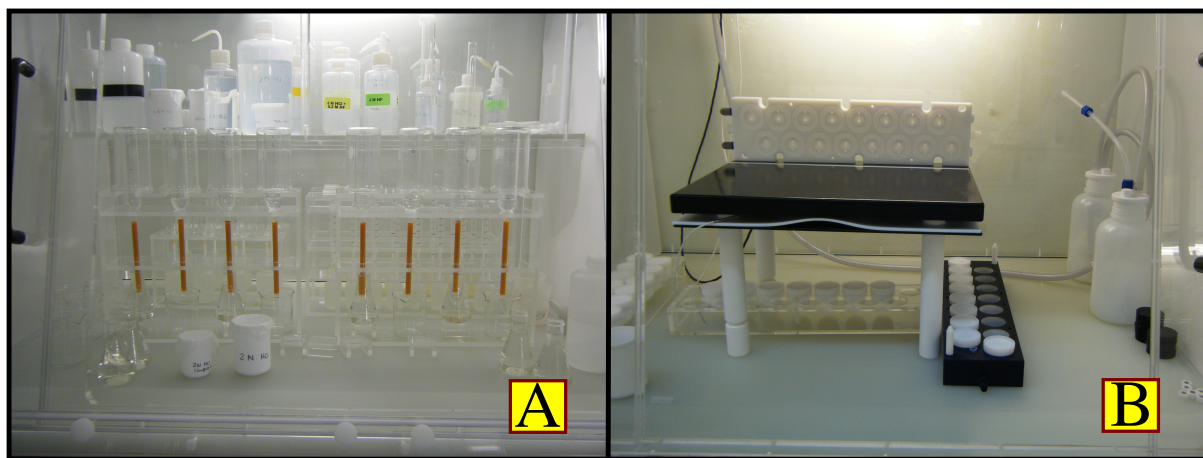
<sup>1</sup>Para evitar inestabilidad en la balanza por cargas eléctricas al momento de pesar, se debe exponer el vaso por un segundo a un pequeño ventilador, cuya función es eliminar la estática de los vasos de Teflón®.



tanto, al final de la digestión se deja la muestra disuelta en 35-45 ml de 2N HCl con la finalidad de tener una cantidad suficiente para hacer una división del material a usarse para la obtención de Rb (*split* de Rb). Una vez separada la fracción a utilizarse para las determinaciones de Rb, se introduce el *spike* de este elemento en solución.

Para poder efectuar los análisis isotópicos se separan los elementos de interés. La separación de elementos se hace en tres etapas: (1) se separan el Sr y las REE, (2) después se separan el Sm y el Nd y (3) de manera independiente se manejan las muestras con Rb. La separación se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico. Las columnas usadas para la separación de Rb, Sr y REE son de vidrio de cuarzo, de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura, conteniendo resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200- 400) (Figura 4.7A). La solución que contiene las REE pasa por otro proceso de separación realizado en columnas de vidrio de cuarzo rellenas de resina aniónica LN-Spec®, pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura del relleno.

Es importante señalar que la separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido usado, que a su vez es el resultado de repetidas calibraciones de las columnas y de la precisa valoración ( $\pm 1\%$ ) de los ácidos. Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos se ponen a secar en las planchas de evaporación (Figura 4.7B) hasta poderse verter en vasos de 2 ml llevándose a la sequedad total, para su posterior medición



**Figura 4.7:** A: En primer plano, columnas de vidrio de cuarzo rellenas de resina catiónica DOWEX 50WX12 para intercambio iónico usadas para la separación de Sr, REE y Rb. B: Planchas de evaporación junto al DAS (*Pressure Digestion System*, PicoTrace®), ambas áreas de trabajo cuentan con flujo de aire laminar en el laboratorio ultralimpio de geología isotópica de la división de Ciencias de la Tierra del CICESE .

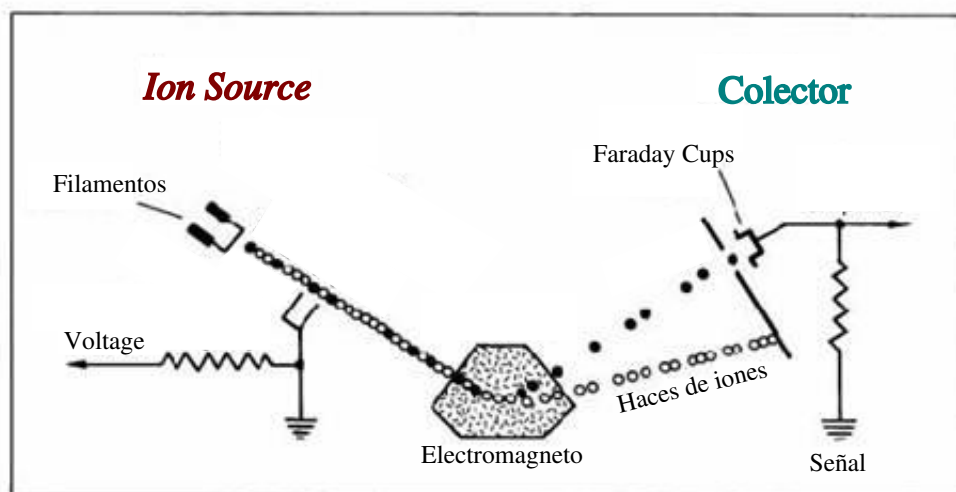
Para la determinación de razones isotópicas de Sr-Sm-Nd en las muestras colectadas del CICO, se empleó la espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS, *Thermal Ionization Mass Spectrometry*); la preparación de las muestras para este procedimiento se describe de la siguiente manera:

1. Se realiza cálculo para dilución de la muestra, según la concentración del elemento previamente determinada.
2. Se prende el extractor de la campana de flujo laminar y se limpia la mesa con etanol.
3. Se seleccionan dos pipetas, una de volumen móvil (10-100 $\mu$ l) y otra de volumen fijo (1 $\mu$ l) que se usarán para preparar las muestras.
4. Se diluyen las muestras, ocupando 1 punta de pipeta para todas las muestras: la punta de pipeta se limpia dos veces con 100  $\mu$ l de HCl 2N; después se agrega a las muestras la cantidad de HCl 2N anteriormente calculada para cada muestra.
5. Se colocan los filamentos de evaporación (constituidos de Re) en una fuente de corriente y se calientan con una carga de 1 A.
6. Para cargar las muestras, se utiliza una punta de pipeta por muestra; se limpia dos veces (HCl 2N, 10  $\mu$ l) y posteriormente se carga la muestra en solución con la pipeta de 1 $\mu$ l sobre el filamento.
7. Se eleva el amperaje lentamente hasta 1.5 A y se mantiene durante ~90 s, posteriormente se eleva hasta 2 A y se mantiene durante ~ 45 s, evaporando la muestra.
8. Subir lentamente el amperaje en los filamentos con las muestras evaporadas, hasta observar enrojecimiento del filamento durante ~4 s.
9. Con unas pinzas limpias, los filamentos son montados y atornillados en un soporte especial (magazín).
10. Se montan los filamentos de ionización en el magazín frente a los filamentos de evaporación, procurando que no tengan contacto.
11. Se colocan placas de ranura en la parte superior de cada par de filamentos.
12. Cada portamuestras tiene dos contactos opuestos a la posición del filamento; con un multímetro se revisa que los portamuestras y filamentos de ionización no tengan contacto, ni con las placas de ranura y/o cuerpo del magazín.
13. Se ventila la fuente de ionización (*ion source*) del espectrómetro, apagando las bombas de vacío y abriendo la puerta de acceso.
14. Se coloca el magazín dentro del espectrómetro, ajustando los 4 tornillos que lo sostiene.
15. Antes de encender espectrómetro, cerrar la fuente, activar las bombas de vacío y darle una vuelta completa al magazín en ambas direcciones, para asegurar que ninguno de los



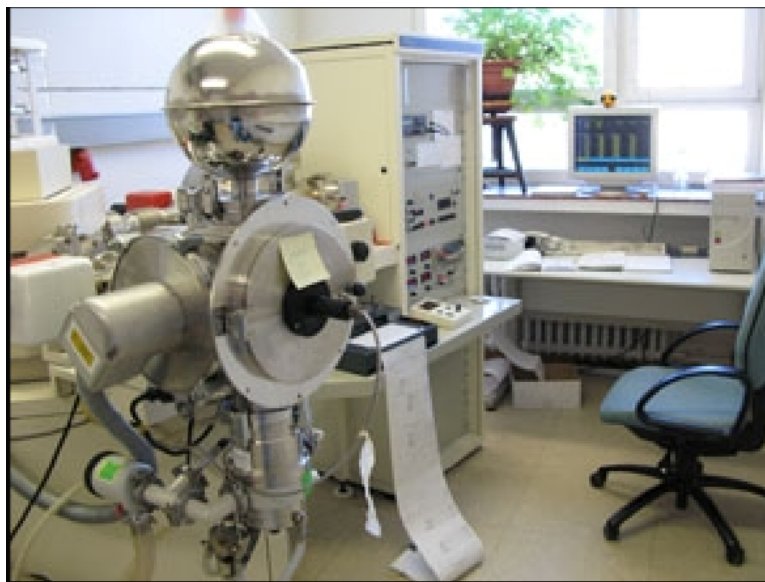
contactos se quede atorado (Para obtener el vacío necesario de  $\sim 1-2 \times 10^{-7}$  bar es necesario esperar un mínimo de 5 horas).

La técnica TIMS es capaz de hacer mediciones muy precisas de las relaciones isotópicas de elementos que pueden ser ionizados térmicamente, haciendo pasar una corriente a través de filamentos de Re, cargados con las muestras. Los iones generados son acelerados a través de un gradiente de potencial eléctrico (hasta 10 KV), movilizados en un haz a través de una serie de ranuras y placas de carga electrostática. Este haz de iones pasa por un campo magnético dispersándolo en varios haces separados por la relación masa/carga. Los haces se dirigen hacia los colectores, donde se convierte el haz de iones en tensión. La comparación de los voltajes correspondientes en relación con los haces de iones individuales, proporcionan una medición precisa de isótopos (Figura 4.8: [Riddle, 1993](#)).



**Figura 4.8:** Diagrama general sobre los componentes de la técnica TIMS; fuente de iones (*Ion Source*), acelerador de iones, generador del campo magnético, colector/analizador ([Riddle, 1993](#)).

Es trascendente mencionar que los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM (Figura 4.9). El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Por otra parte, las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM. Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas de Sr y Nd, 40 para Rb y 20 para Sm por cada muestra.



**Figura 4.9:** Espectrómetro de Masas modelo FINNIGAN MAT 262, en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica), Instituto de Geofísica, UNAM.

Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710241 \pm 28$  ( $\pm 1\sigma$  abs,  $n = 428$ ), para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511896 \pm 25$  ( $\pm 1\sigma$  abs,  $n = 16$ ). La incertidumbre relativa de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ , y de  $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$  ( $1\sigma$ ).<sup>2</sup> La reproducibilidad relativa ( $1\sigma$ ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de  $\pm 4.5\%$ ,  $\pm 1.8\%$ ,  $\pm 3.2\%$  y  $\pm 2.7\%$ , respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.06 ng Rb, 7.3 ng Sr, 0.10 ng Sm, 0.46 ng Nd (blancos de procedimiento total). Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: <http://www.geofisica.unam.mx/infra/lugis/>.

<sup>2</sup>Los valores ( $1\sigma = \pm 1\sigma$  abs) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos.  $2\text{ SE(M)} = 2\sigma \text{ abs} / \sqrt{n}$

# Interpretación y Discusión de Resultados

---

### 5.1. Introducción del capítulo

En el presente capítulo se reporta la interpretación de la caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de las rocas del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO), agrupando las muestras en dos conjuntos (CICO-W y CICO-E). Para este propósito se ha compilado una base de datos que contiene: (1) el conteo modal de secciones delgadas propias de este estudio y la revisión de las láminas delgadas utilizadas por [González-Guzmán \(2009\)](#); [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#) (n=75, ANEXO I), (2) el contenido de elementos mayores y traza de muestras colectadas del CICO, en el que se incluyen datos de [González-Guzmán \(2009\)](#); [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#) y [Jasso-Saldaña \(2010\)](#) (n=75, ANEXO II) y (3) datos de las relaciones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  documentadas en esta tesis (n=23, ANEXO IV), cubriendo la mayoría de las estructuras plutónicas, así como su espectro litológico. Los datos se capturaron y procesaron en el paquete especializado en estadística R (*software* GNU con licencia pública: (<http://www.rproject.org/>))

Es importante señalar que los datos geoquímicos e isotópicos de las rocas proporcionan información sobre el origen y evolución del magma primario. De este modo, a las rocas del CICO se les aplicó la metodología usual para evaluar los procesos magmáticos que dan lugar a rocas intrusivas cuarzofeldespáticas, tomando en cuenta que los diagramas contruidos con elementos mayores se ajustaron a una base seca, a fin de evitar el efecto de la alteración. En general, la clasificación de las rocas y la evaluación de los procesos se realizó por medio de: (1) diagramas bivariados (X-Y), (2) diagramas ternarios (X-Y-Z) y (3) diagramas normalizados de elementos o relaciones de los mismos, que muestren un comportamiento geoquímico distintivo ([Rollinson, 1993](#)). Además, para evaluar cuantitativamente los procesos magmáticos de diferenciación identificados, se han aplicado algunas herramientas de cálculo.

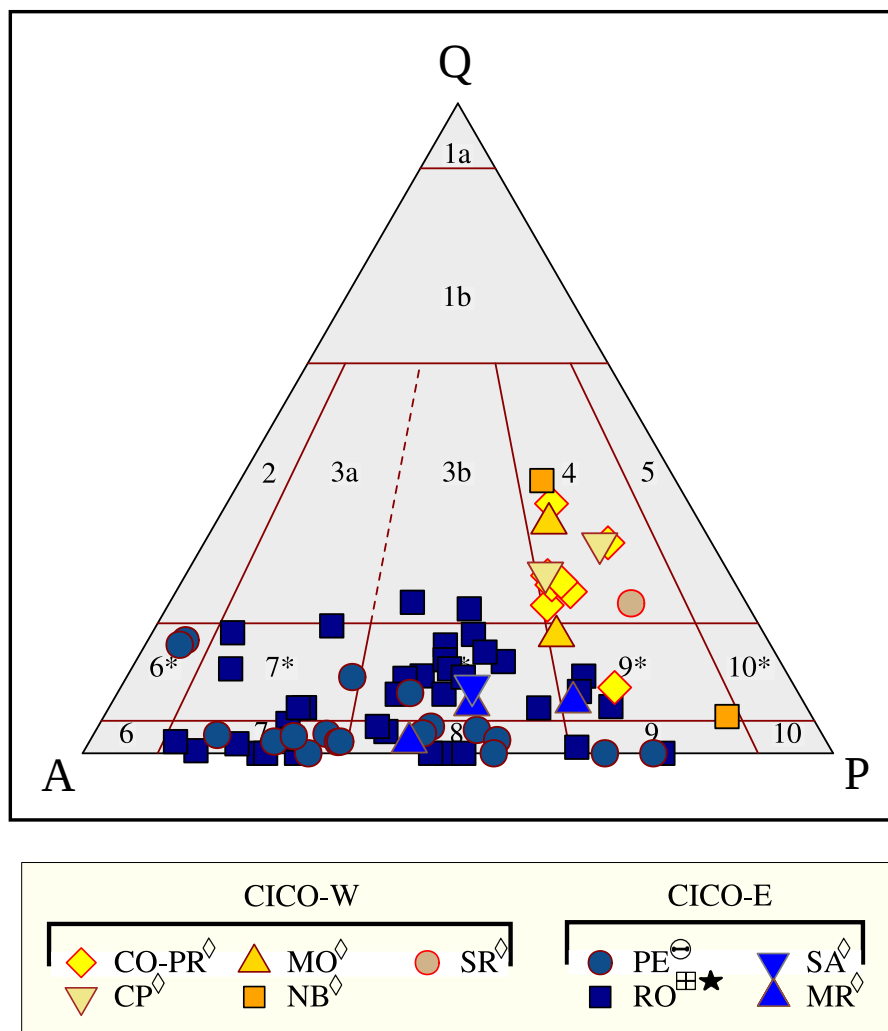
## 5.2. Clasificación petrográfica

La caracterización y clasificación petrográfica de las rocas ígneas presentan dos niveles conceptuales diferentes: (1) establecer su denominación y clasificación en una categoría petrográfica, como una especie individual (ANEXO I) y (2) asignarle junto a otras rocas cogenéticas un determinado tipo de serie o asociación magmática ([I Draper-Melgarejo, 2003](#)). Para la clasificación primaria basada en su composición cuantitativa de agrupaciones minerales para las rocas del CICO, se utilizó el diagrama QAP de [Streckeisen \(1976\)](#) para rocas plutónicas (Figura 5.1).

El diagrama QAP de [Streckeisen \(1976\)](#) (Figura 5.1) revela una composición principalmente granodiorítica para las muestras del CICO-W, con excepción de los diques máficos que cortan los cuerpos principales (CO-11, RE-04, CO-08). Por su parte, las muestras del CICO-E cubren la mayoría de los campos de la base del diagrama ternario, con composiciones que varían de monzodiorita a cuarzosienita de feldespato alcalino, con la excepción de las rocas más evolucionadas del Complejo Intrusivo Rocamontes (RG-09, RJ-18), que se ubican en el campo del monzogranito.

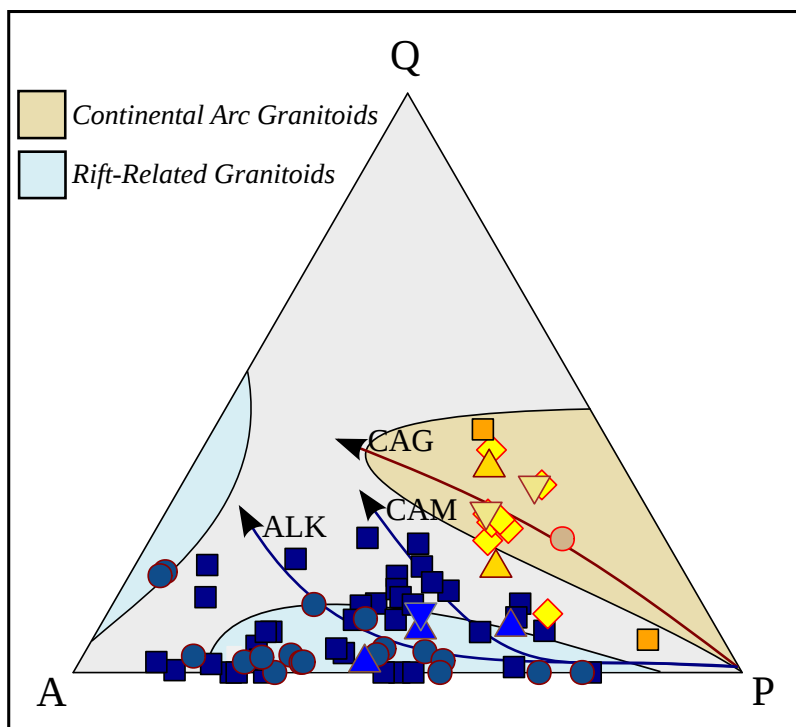
Las clasificaciones modales que involucran una asociación ígnea que utilizan el diagrama ternario QAP se han establecido cumpliendo diversos criterios (*e.g.*, minerales diagnósticos, porcentaje mínimo de cuarzo o SiO<sub>2</sub>) para identificar las diferentes series. Sin embargo, con base en las líneas evolutivas reportado por [Lameyre & Bowden \(1982\)](#) y posteriormente por [Lameyre & Bonin \(1991\)](#) para rocas plutónicas, las rocas del CICO-W tienen un comportamiento similar al formado por la serie calcoalcalina granodiorítica (serie calcoalcalina de medio-K) (CAG: *Calc-Alkaline Granodiorite*). Es importante señalar que este *trend* es consistente con ambientes de arco volcánico. Para las rocas del CICO-E, las líneas evolutivas que se observan dentro de estas clasificaciones son las series calcoalcalina monzonítica (serie calcoalcalina de alto-K) (CAM: *Calc-Alkaline Monzonite*) y la asociación aluminosa alcalina (ALK: *Aluminous Alkaline*), que ocurren principalmente en provincias alcalinas, en ambiente intraplaca (Figura 5.2).

Por su parte, [Maniar & Piccoli \(1989\)](#) discriminaron petrográficamente las rocas graníticas utilizando el diagrama QAP, a partir de datos obtenidos en rocas fanerozoicas, asignándoles ambientes tectónicos. Por consiguiente, la mayoría de las rocas del CICO-W caen en el campo CArcG(*Continental Arc Granitoids*). Por otro lado, la ubicación de las muestras del CICO-E, se asemejan principalmente a los campos dominados por el ambiente RRG (*Rift-Related Granitoids*) (Figura 5.2).



**Figura 5.1:** Diagrama QAP de [Streckeisen \(1976\)](#) para rocas plutónicas, que ilustra la clasificación modal para las muestras colectadas en el CICO. Campos: 3b: monzogranito; 4: granodiorita; 6\*: cuarzoesienita de feldespato alcalino; 7: sienita; 7\*: cuarzoesienita; 8\*: cuarzomonzonita; 9: monzodiorita; 9\*: cuarzo-monzodiorita. Simbología: CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. Es importante señalar que del total de las muestras ( $n=75$ ), 18 fueron colectadas por [González-Guzmán \(2009\)](#)<sup>⊖</sup>, 26 por [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#)<sup>⊞</sup>, 14 por [Jasso-Saldaña \(2010\)](#)<sup>★</sup> y 17 para el presente estudio<sup>◇</sup>. Sin embargo, para su clasificación modal fueron analizadas en su totalidad para esta tesis.

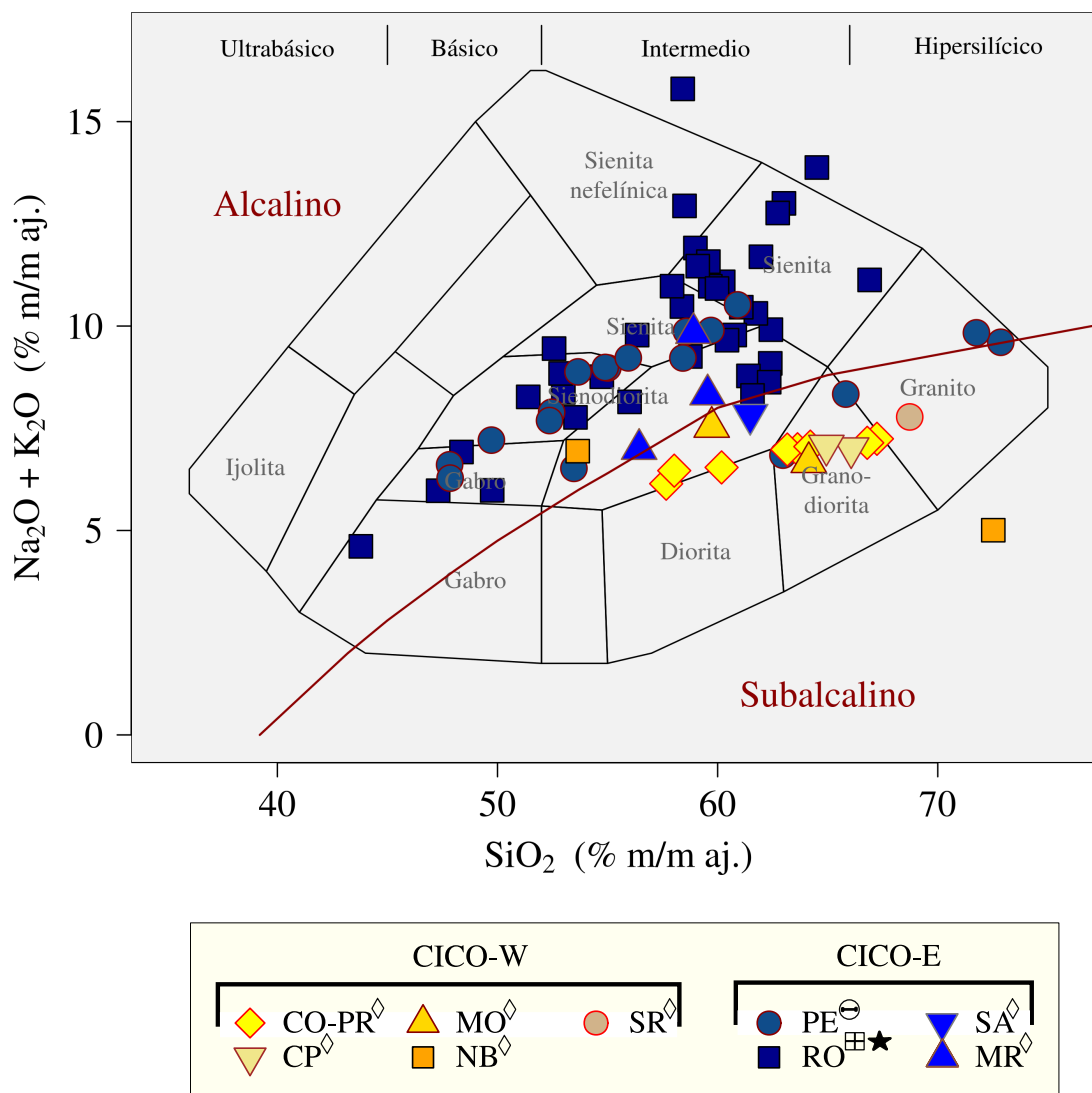
Es importante señalar que las limitaciones en el uso del diagrama QAP para determinar las asociaciones magmáticas: (1) es un procedimiento empírico, (2) se asume que las series son representativas de un ambiente tectónico, en un tiempo geológico determinado y (3) la dinámica que controlan la generación y emplazamiento de magmas son translapables en algunas asociaciones mineralógicas ([Lameyre & Bowden, 1982](#); [Maniar & Piccoli, 1989](#); [Lameyre & Bonin, 1991](#)).



**Figura 5.2:** Diagrama QAP aplicado a las rocas del CICO, en el que se muestran las líneas evolutivas de las series en rocas plutónicas identificadas por [Lameyre & Bowden \(1982\)](#), los campos relacionados, que establecieron [Maniar & Piccoli \(1989\)](#) en la discriminación de ambientes tectónicos en granitoides. Abreviaturas: ALK: *Aluminous Alkaline*, CAM: *Calc-Alkaline Monzonite*, CAG: *Calc-Alkaline Granodiorite*. Para símbolos consultar la figura 5.1.

### 5.3. Clasificación composicional de elementos mayores

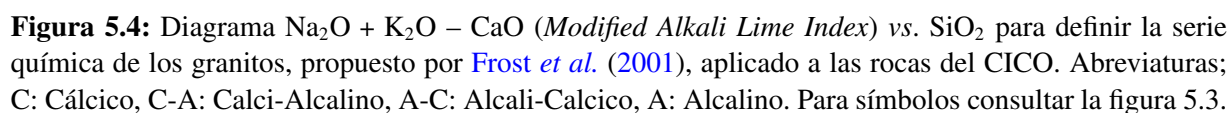
De acuerdo al diagrama TAS (*Total Alkali vs. Silica*) de [Cox et al. \(1979\)](#), adaptado para rocas plutónicas por [Wilson \(1989\)](#) (Figura 5.3). Las rocas del CICO-W cubren los campos desde sienodiorita a granito, con un espectro composicional intermedio-hipersilícico ( $\text{SiO}_2 = 53\text{-}72\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4\text{-}7\%$ ), que con la excepción de la muestra CO-09, la cual se excluye de los campos de este diagrama y pertenece al Complejo Noche Buena, conforman un arreglo aproximadamente lineal con una ligera pendiente positiva. Por su parte, las rocas del CICO-E prácticamente cubren los campos desde gabro a sienita y sienita nefelínica, con un amplio espectro composicional (ultrabásico-hipersilícico,  $\text{SiO}_2 = 43\text{-}73\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4\text{-}16\%$ ) que conforman un arreglo aproximadamente lineal con pendiente positiva, con una alta dispersión en las muestras del Complejo Rocamontes que contienen una composición intermedia, además, las rocas mas evolucionadas del Complejo El Peñuelo (CA102103, CA51907, R2009 y CA82201) se separan del arreglo lineal principal para cubrir los campos de granodiorita y granito.



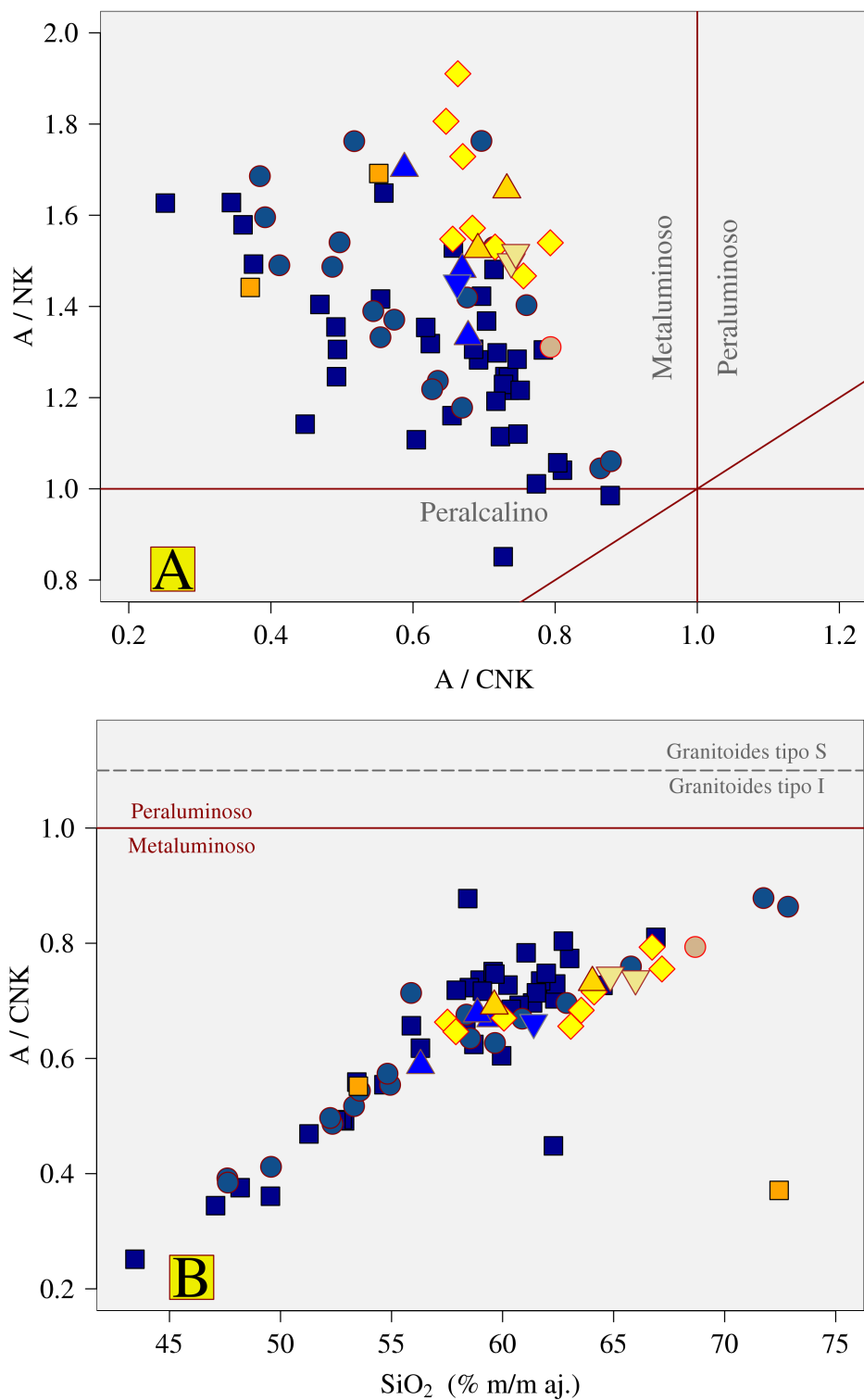
**Figura 5.3:** Diagrama TAS (*Total Alkali vs. Silica*) de Cox *et al.* (1979), adaptado por Wilson (1989) para las rocas del CICO. La línea curva de color rojo indica la frontera de magmas alcalinos-subalcalinos según Irvine & Baragar (1971). Simbología: CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. Es importante señalar que del total de las muestras ( $n=75$ ), 18 fueron documentadas por González-Guzmán (2009)<sup>⊖</sup>, 26 por De la Garza-Grimaldo (2010)<sup>⊕</sup>, 14 por Jasso-Saldaña (2010)<sup>★</sup> y 17 para el presente estudio<sup>◇</sup>.

Cabe señalar que de acuerdo con la línea frontera de magmas calcoalcalinos–alcalinos según Irvine & Baragar (1971), la mayoría de las rocas del CICO-E muestran un carácter alcalino, contrariamente las muestras del CICO-W tienen afinidad subalcalina. La afinidad mostrada en el diagrama TAS para las rocas del CICO-W, ha sido confirmado por el parámetro MALI (*Modified Alkali Lime Index*,  $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}]$  propuesto por Frost *et al.*, 2001) graficado vs.  $\text{SiO}_2$  (Figura 5.4). Debido a que estas muestras conforman un arreglo aproximadamente lineal

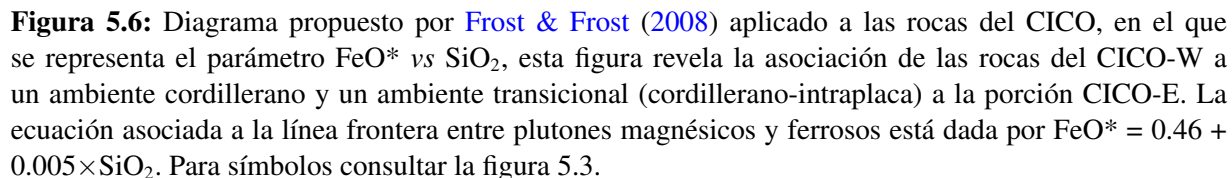




83



**Figura 5.5:** A: Diagrama propuesto por Maniar & Piccoli (1989) para las rocas del CICO, en el que se representa el parámetro  $A/CNK$  vs.  $A/NK$ . B: Diagrama propuesto por White & Chappell (1977) para las rocas del CICO, el cual representa el parámetro  $A/CNK$  vs.  $SiO_2$ , la línea intermitente indica el límite entre granitoides tipo I y tipo S. Ambos diagramas indican un carácter metaluminoso, evidenciando un protolito ígneo con una afinidad a granitoides tipo I. Por lo general, se manifiesta un comportamiento lineal con el incremento de  $SiO_2$ . Para símbolos consultar la figura 5.3.

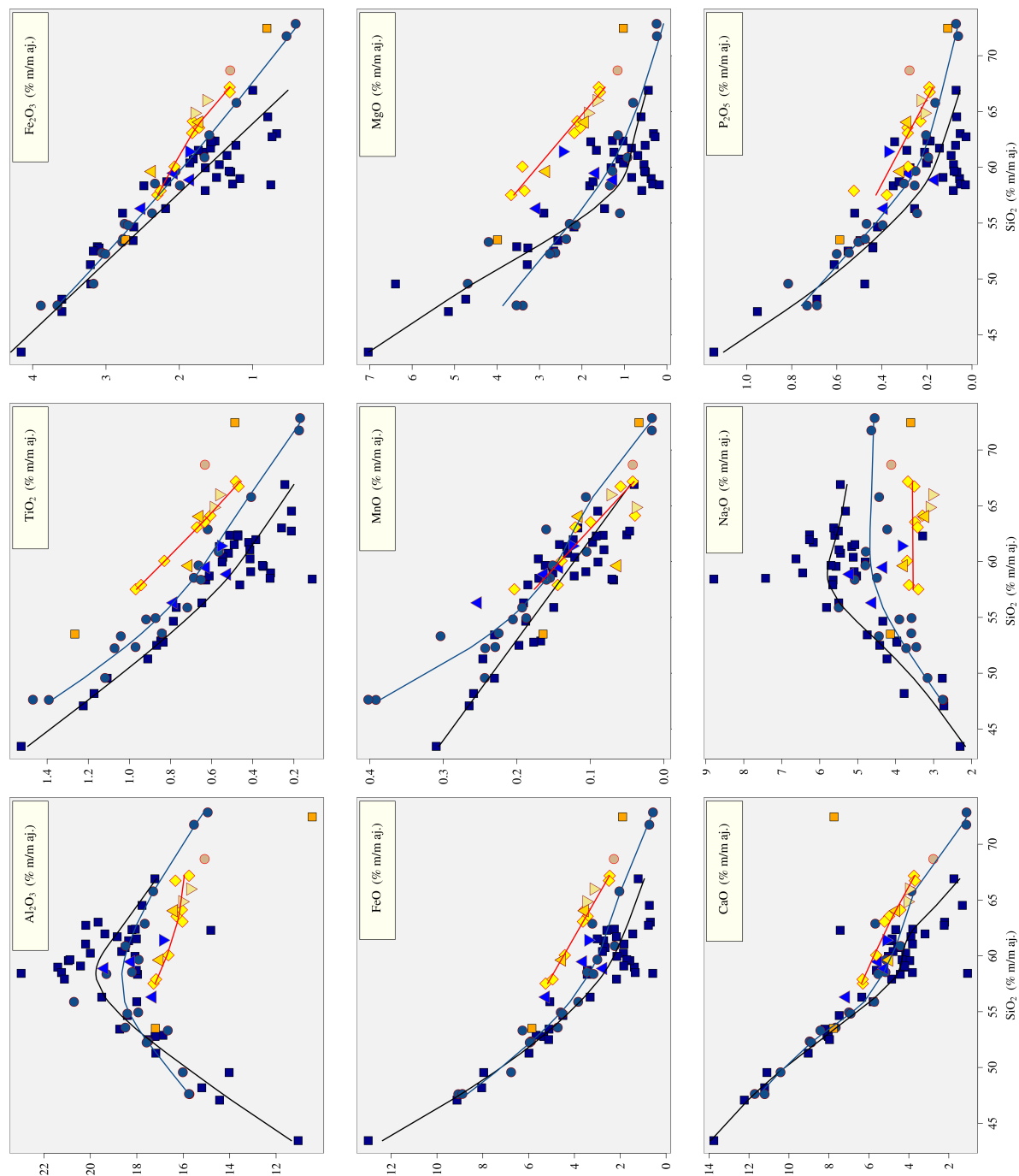


En un conjunto de rocas asociadas espacial y temporalmente, las variaciones químicas coherentes de los diagramas Harker, pueden ser interpretadas como la fraccionación de minerales (Best, 2003). En este sentido, los porcentajes composicionales de los elementos mayores determinadas en las rocas del CICO se utilizaron para construir estos diagramas, destacando los complejos intrusivos Concepción del Oro-Providencia, El Peñuelo y Rocamontes (Figura 5.7).

Las correlaciones negativas de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , podrían inferir procesos complejos de fraccionación de plagioclasa, apatito, magnetita y anfíbol. Por su parte, la dispersión de los valores de  $\text{Na}_2\text{O}$ , en los Complejos de Rocamontes y El Peñuelo podría explicarse por la alta movilidad de Na. Además los altos contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$ , en algunas muestras del CICO-E, podrían reflejar grados mayores de contaminación cortical o indicar la procedencia desde un manto litosférico que ha experimentado metasomatismo, mientras que la correlación positiva de  $\text{K}_2\text{O}$  para todo el CICO con respecto al  $\text{SiO}_2$ , se puede deber a que en sistemas de arco volcánico, el K tiene un comportamiento incompatible (Figura 5.8A). Es importante destacar que la acumulación progresiva de Na y K, al aumentar la diferenciación del magma, reflejada en el aumento de  $\text{SiO}_2$ , se concentrarían en minerales como plagioclasa-Na y feldespato alcalino de cristalización más tardía (Rollinson, 1993).

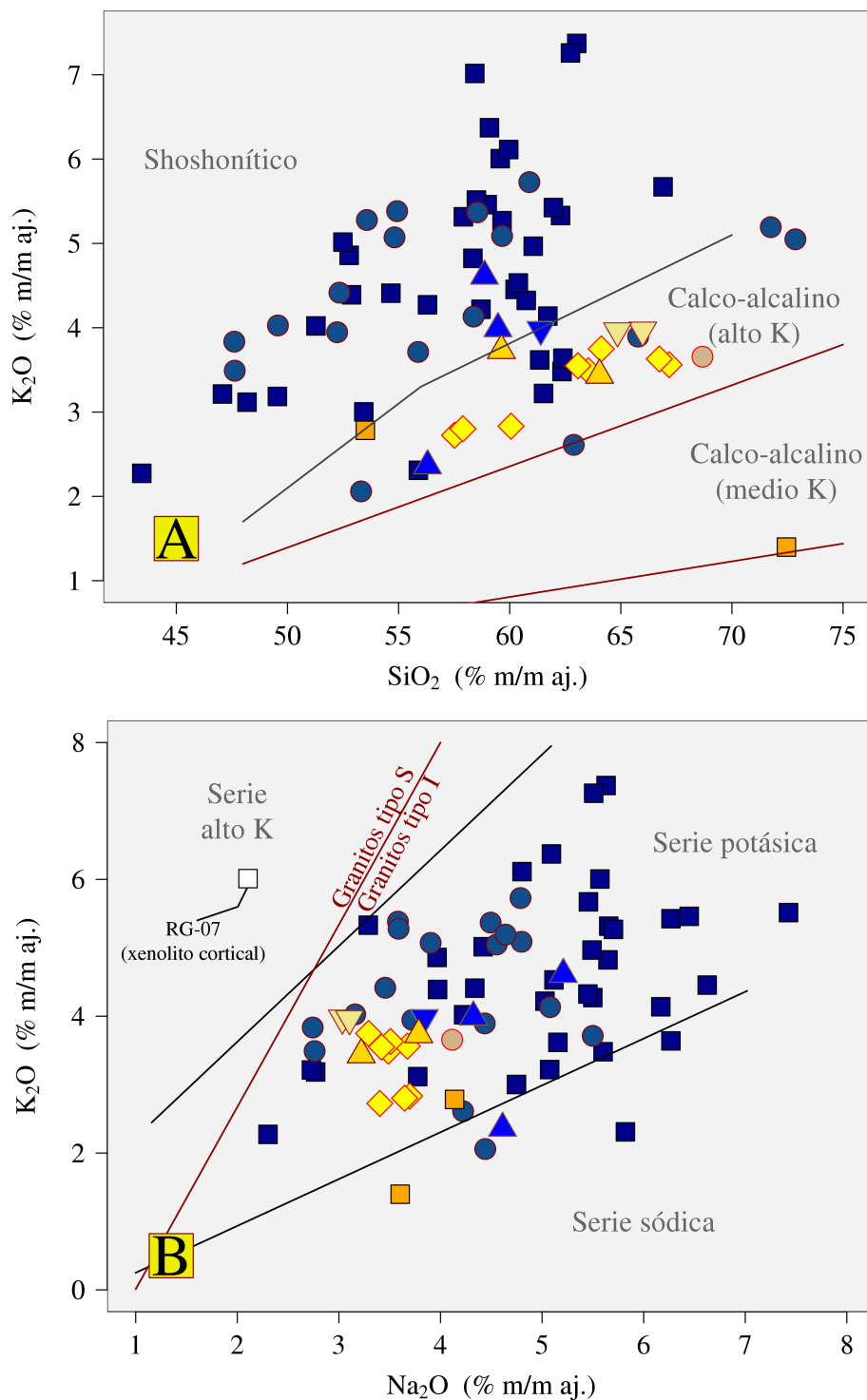
De acuerdo a las líneas fronteras establecidas por Middlemost (1985), en el diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$ , las rocas del CICO-W establecen una afinidad general calcoalcalina con alto K, contrariamente, las rocas del CICO-E tienen una asociación general a la serie shoshonítica (Figura 5.8A). Por otra parte, en el diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  propuesto por de Middlemost (1975), las muestras de el CICO pertenecen a la serie potásica (Figura 5.8B), salvo algunas muestras de diques máficos y enclaves tipo MME, con características sódicas, y el enclave gnéisico del Complejo Rocamontes (RG07), que se ubica en el campo de alto potasio. Adicionalmente, Atherton & Ghani (2002) incorporaron una línea de frontera a este diagrama, a fin de discriminar los granitoides de tipo I y S. Con la excepción del enclave félsico RG07 (con una afinidad a un tipo S), las rocas de todos los intrusivos del CICO se pueden considerar de tipo I, derivados de una fuente ígnea.

Es importante mencionar que arreglos lineales en diagramas Harker, generalmente son interpretados junto a la operación de procesos de cristalización fraccionada y reinyección magmática, aumentando la dispersión al incrementar la contaminación cortical (AFC). Estas hipótesis son evaluadas posteriormente. Sin embargo, otros procesos (*e.g.*, fusión parcial o mezcla de magmas) pueden producir arreglos lineales similares (Wilson, 1989).



**Figura 5.7:** Diagramas de Harker para los elementos mayores determinados en el CICO, destacando los complejos intrusivos Concepción del Oro-Providencia (línea azul), El Peñuelo (línea roja) y Rocamontes (línea negra). Las líneas indican la interpolación polinómica sobre el conjunto de datos. Para símbolos consultar la figura 5.3.





**Figura 5.8:** A: Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O, en el que se establece una afinidad general calcoalcalina con alto K para el CICO-W y una asociación general a la serie shoshonítica para las rocas del CICO-E (líneas fronteras según [Middlemost \(1985\)](#)). B: Diagrama de Na<sub>2</sub>O vs. K<sub>2</sub>O propuesto por [Middlemost \(1975\)](#) aplicado en las rocas del CICO, en el que se incluyen las líneas de frontera entre magmas de las series sódica, potásica y de alto potasio. También se presenta la línea de frontera entre granitoides tipo I y S propuesta por [Atherton & Ghani \(2002\)](#). Adicionalmente se ilustra el enclave félsico (RG-07) del Complejo Rocamontes. Para símbolos consultar la figura 5.3.

#### 5.4. Química de elementos traza

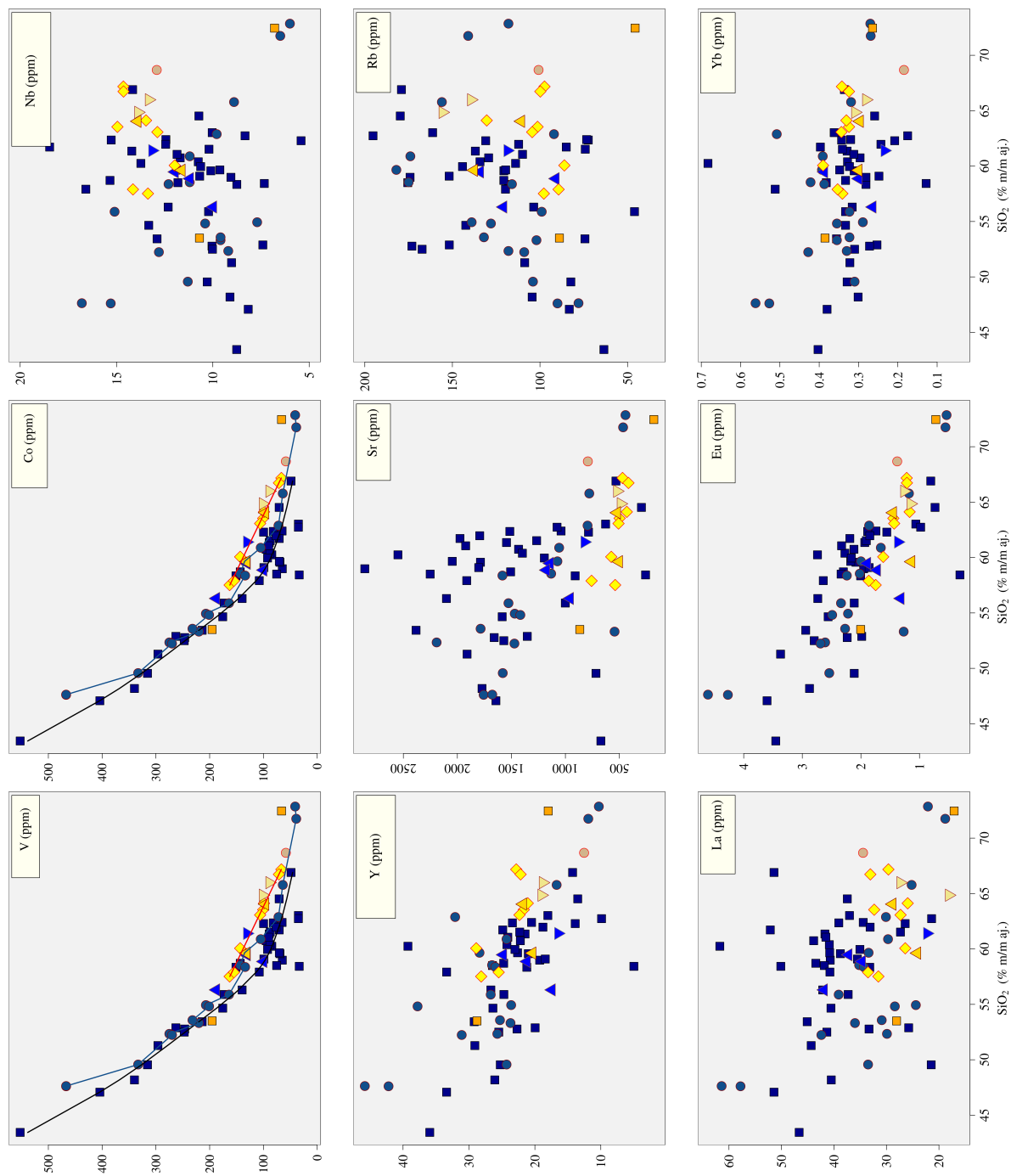
Para visualizar el comportamiento de los elementos traza en las rocas intrusivas del CICO, se seleccionaron, según su comportamiento geoquímico en sistemas magmáticos: (A) V y Co como representantes de aquéllos elementos con comportamiento compatible; (B) Rb y Sr como elementos incompatibles de tipo litófilo (LILE, *Large Ion Lithophile Elements*); (C) Y y Nb como elementos incompatibles de potencial iónico alto (HFSE, *High Field Strength Elements*) y (D) La, Eu e Yb como elementos incompatibles del grupo de las tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*), todos ellos graficados *vs.* SiO<sub>2</sub>. A partir de las concentraciones de estos elementos se construyeron diagramas de Harker, destacando los complejos intrusivos Concepción del Oro-Providencia, El Peñuelo y Rocamontes (Figura 5.9).

Los diagramas Harker muestran que en general, existe empobrecimiento de elementos compatibles en ambas porciones del CICO, evidenciado por la clara correlación negativa con respecto al SiO<sub>2</sub>. Este comportamiento puede interpretarse como resultado de la fraccionación de fases máficas. Los diagramas de elementos traza incompatibles se caracterizan en general por mostrar una distribución más difusa, comparados con los compatibles. En particular, el PE desarrolla arreglos aproximadamente verticales en relación a elementos incompatibles. Estas observaciones pueden ser el resultado de líquidos derivados desde fuentes magmáticas heterogéneas, acompañados de fraccionación de fases minerales y asimilación cortical.

Es importante comentar que los datos de Sr presentan una pendiente aproximadamente negativa, lo cual podría indicar el fraccionamiento de plagioclasa, mientras que el Rb tiende a acumularse conforme se incrementa el SiO<sub>2</sub>. Por su parte, los elementos HFSE muestran pendientes que tienden a ser positivas o sin correlación, tal vez relacionadas a su separación en anfíbol. Además, las REE se caracterizan por mostrar distribuciones difusas y que tienden a ser horizontales.

Cabe señalar que la corteza continental se caracteriza por concentrar elementos incompatibles (Rollinson, 1993). Además, por lo general, los elementos traza incompatibles presentan diagramas de Harker caracterizados por una gran dispersión. Esto puede ser el resultado de la operación de la cristalización fraccionada, acompañada de procesos más complejos, como la asimilación en diferentes grados de material cortical durante el emplazamiento de estos complejos ígneos.

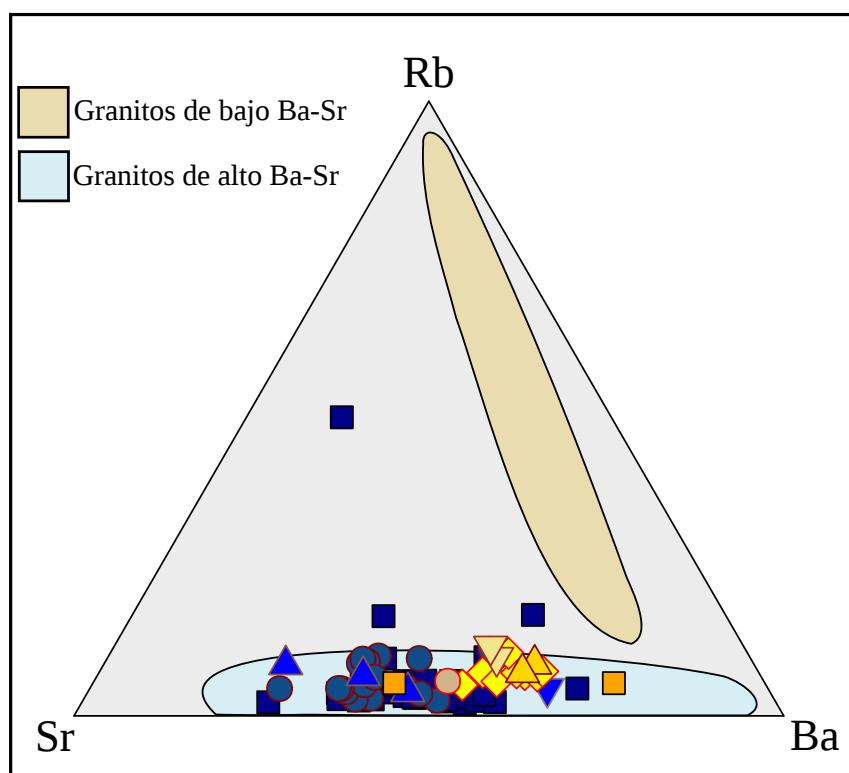
Una inspección a la composición de elementos traza en los intrusivos del CICO revela que las rocas, con excepción de las muestras RO-16, RO-26 y RJ-19 (pertenecientes a RO), por lo



**Figura 5.9:** Diagramas de Harker para los elementos traza determinados en el CICO, destacando los complejos intrusivos Concepción del Oro-Providencia (línea roja), El Peñuelo (línea azul) y Rocamontes (línea negra). Las líneas indican la interpolación polinómica sobre el conjunto de datos. Para símbolos consultar la figura 5.3.

general presentan características geoquímicas comparables a las de los granitos de alto Ba-Sr (Tarney & Jones, 1994; Fowler & Henney, 1996; Fowler *et al.*, 2001; 2008; Qian *et al.*, 2003): (A) un alto contenido de Ba (> 300 ppm) y (B) Sr (>500 ppm), (C) así como bajo Y (< 30 ppm) y (D) REE pesadas, (E) ausencia de la anomalía negativa de Eu y (F) empobrecimiento de Nb en diagramas multi-elementos. Como consecuencia, estas rocas se caracterizan por altas relaciones de Sr/Y y La/Yb.

Por lo tanto, se infiere que los magmas que generaron las rocas intrusivas del CICO provienen del manto y presentan cierto grado de asimilación de la corteza en condiciones de un ambiente post-orogénico y no pueden incluirse dentro de los grupos clásicos de granitoides I y S (Clasificación nemotécnica). Las características distintivas de estos magmas en elementos litófilos pueden observarse en el diagrama triangular Sr-Ba-Rb (Figura 5.10: Fowler & Henney, 1996; Frost *et al.*, 2001).



**Figura 5.10:** Diagrama ternario Sr-Ba-Rb para discriminación de granitoides típicos de arco continental (con bajo Ba-Sr) y los de tipo post-orogénico (con alto Ba-Sr), campos propuestos por Fowler & Henney (1996) y Fowler *et al.* (2001). Para símbolos consultar la figura 5.3.

Existen cuatro mecanismos propuestos para explicar el origen de los granitoides de alto Ba-Sr: (A) [Tarney & Jones \(1994\)](#) exploraron la fusión parcial de tres posibles precursores: (1) islas o mesetas oceánicas subducidas, (2) una fuente máfica hidratada amalgamada en la corteza inferior (*underplating*) y (3) la litósfera sub-continental enriquecida por líquidos carbonatíticos; y (B) [Fowler \*et al.\* \(2001; 2008\)](#) (4) sugirieron la generación por cristalización fraccionada de magmas máficos shoshoníticos, originados inicialmente de manto litosférico enriquecido. Es trascendente mencionar que [Tarney & Jones \(1994\)](#) y [Ye \*et al.\* \(2008\)](#) reportaron que los granitoides de alto Ba-Sr se encuentran ampliamente distribuidos en cinturones orogénicos del Fanerozoico, particularmente en el Cretácico tardío y el Paleógeno.

#### 5.4.1 Diagramas de REE normalizados a condrita

Las REE se presentan en un diagrama de concentración *versus* el número atómico, en el cual, las concentraciones están normalizadas a un valor de condrita con los valores reportados por [Boynton \(1984\)](#)<sup>1</sup> (Figura 5.11). Es trascendente mencionar que el patrón de REE de una roca es controlado por la química de este elemento fuente y el equilibrio sólido-líquido, que tuvo lugar durante su evolución ([Rollinson, 1993](#)).

Para ambas porciones del CICO, los diagramas en general se caracterizan por mostrar patrones: (A) enriquecidos en REE ligeras (relación  $[La/Yb]_N$  con valores superiores para la porción CICO-E, tabla 5.1 y figura 5.12), (B) ausencia de anomalías de Eu, (C) un ligero empobrecimiento de REE medianas (Gd-Ho), probablemente relacionado a la fraccionación de anfíbol y (D) un arreglo aproximadamente plano para REE pesadas, con un ligero enriquecimiento en el contenido de REE pesadas en las muestras más diferenciadas de los Complejos Intrusivos El Peñuelo y Rocamontes.

La ausencia general de anomalías de Eu es una característica típica de granitoides de alto Ba-Sr ([Tarney & Jones, 1994](#)), además es indicativo de una intensa fraccionación de plagioclasa y anfíbol en condiciones de oxidación, lo que favorece la estabilidad de  $Eu^{+3}$  en lugar de  $Eu^{+2}$  y la acumulación del elemento en el líquido ([Rollinson, 1993](#)). Representa una excepción a este fenómeno las muestras V1406 (correspondiente al MME de El Peñuelo), RO-16, RO-17 (de Rocamontes) y CO-09 (de Noche Buena), ya que poseen una pequeña anomalía negativa en Eu.

---

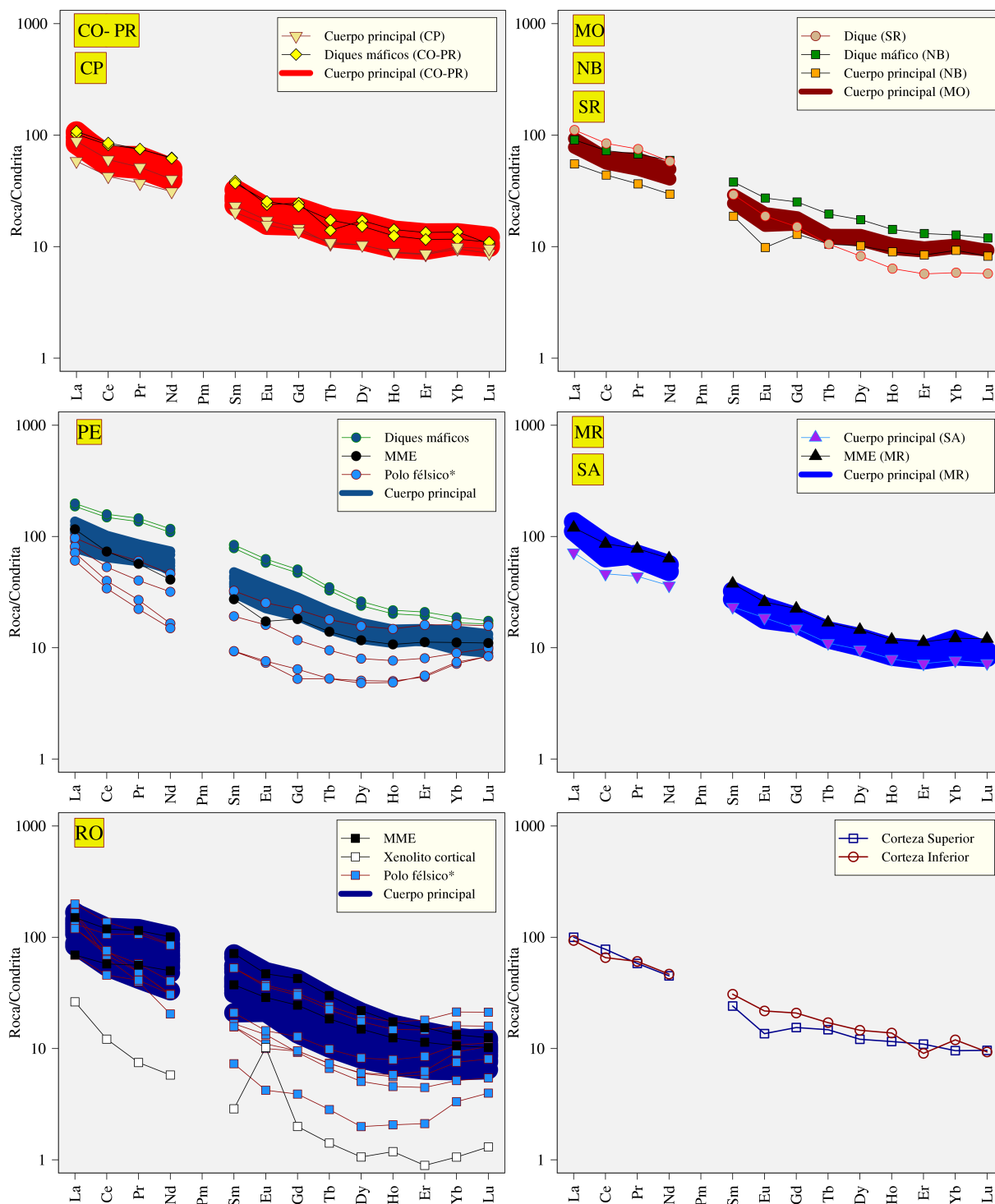
<sup>1</sup>La = 0.3100, Ce = 0.8080, Pr = 0.1220, Nd = 0.6000, Sm = 0.1950, Eu = 0.0735, Gd = 0.2590, Tb = 0.0474, Dy = 0.3220, Ho = 0.0718, Er = 0.2100, Yb = 0.2090, Lu = 0.0322.

**Tabla 5.1:** Relaciones  $(La/Yb)_N$  y contenido de  $SiO_2$  en las rocas del CICO.

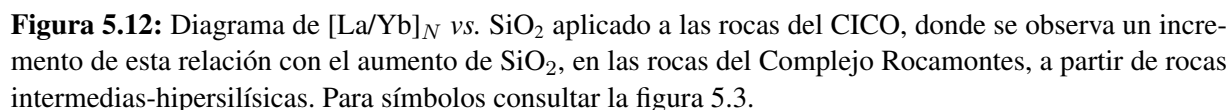
CICO-W			[La/Yb] <sub>N</sub>		SiO <sub>2</sub>	
		<i>n</i>	<i>χ</i>	<i>s</i>	<i>χ</i>	<i>s</i>
CO-PR						
CP	Cuerpo principal	6	8.461	1.307	64.116	2.611
	Diques máficos	2	8.383	1.233	57.706	0.268
MO	Cuerpo principal	2	7.565	2.377	65.418	0.802
NB	Cuerpo principal	2	8.457	0.802	61.834	3.124
SR	Cuerpo principal	1	5.962	-	72.452	-
	Diques máficos	1	7.118	-	53.505	-
	Dique	1	19.033	-	68.675	-
CICO-E			[La/Yb] <sub>N</sub>		SiO <sub>2</sub>	
		<i>n</i>	<i>χ</i>	<i>s</i>	<i>χ</i>	<i>s</i>
PE						
MR	Cuerpo principal	11	8.771	1.329	55.528	3.524
	Diques máficos	2	10.833	0.424	47.618	0.013
	Polo félsico*	4	8.304	1.682	68.316	4.772
	MME•	1	10.416	-	53.312	-
SA	Cuerpo principal	2	9.614	0.338	59.170	0.429
	MME•	1	16.003	-	56.305	-
RO	Cuerpo principal	1	9.352	-	61.400	-
RO	Cuerpo principal	28	12.743	1.685	57.730	4.272
	Xenolito cortical	1	24.853	-	77.992	-
	Polo félsico*	7	17.781	4.005	61.966	3.278
	MME•	2	8.937	3.380	44.892	2.779

\*Polo félsico de los Complejos Intrusivos El Peñuelo (CA102103, CA51907, CA82201, R2009) y Rocamontes (RJ-19, RO-12, RO-15, RO-16, RO-17, RO18, RO-26, RO-28), representan los miembros finales de las asociaciones ígneas establecidas en el estudio petrográfico. •Los MME representan enclaves máficos disgregado por procesos de convección en la cámara magmática. Las Abreviaturas son; CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MME: *Mafic Microgranular Enclave*, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa,  $\chi$ : media,  $s$ : desviación estándar.





**Figura 5.11:** Diagramas de REE normalizado a condrita para las rocas del CICO, comparándolos con diferentes niveles de la corteza continental según Rudnick & Gao (2003). Las Abreviaturas son; CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MME: *Mafic Microgranular Enclave*, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa.



Por otra parte, el xenolito cortical colectado en Rocamontes (RG-07) presenta un patrón similar en el diagrama de REE normalizado a condrita, a las rocas intrusivas mas diferenciadas de El Peñuelo PE y Rocamontes, además, distinguiéndose por : (A) un valor más alto para la relación  $[La/Yb]_N = 24.853$ , (B) una concentración de REE más baja que el resto de las muestras del CICO, (C) un marcado enriquecimiento en REE ligeras en relación con las pesadas,

(D) una anomalía positiva de Eu, posiblemente asociada a acumulación de plagioclasa, (E) un arreglo aproximadamente subhorizontal para REE pesadas y (F) comparadas con los reservorios corticales se encuentra empobrecido en relación a estos. De esta forma, este enclave félsico podría corresponder a un fragmento de la corteza superior, que podría haber experimentado una fusión parcial previa (incluyendo plagioclasa), dado su fuerte empobrecimiento en REE (con excepción del Eu) y que presenta un comportamiento altamente incompatible. Se infiere que este bloque sería arrastrado por diques facilitados por fallas durante el ascenso y emplazamiento tardío del complejo intrusivo Rocamontes.

#### 5.4.2 Diagramas multielementos normalizados a manto primordial

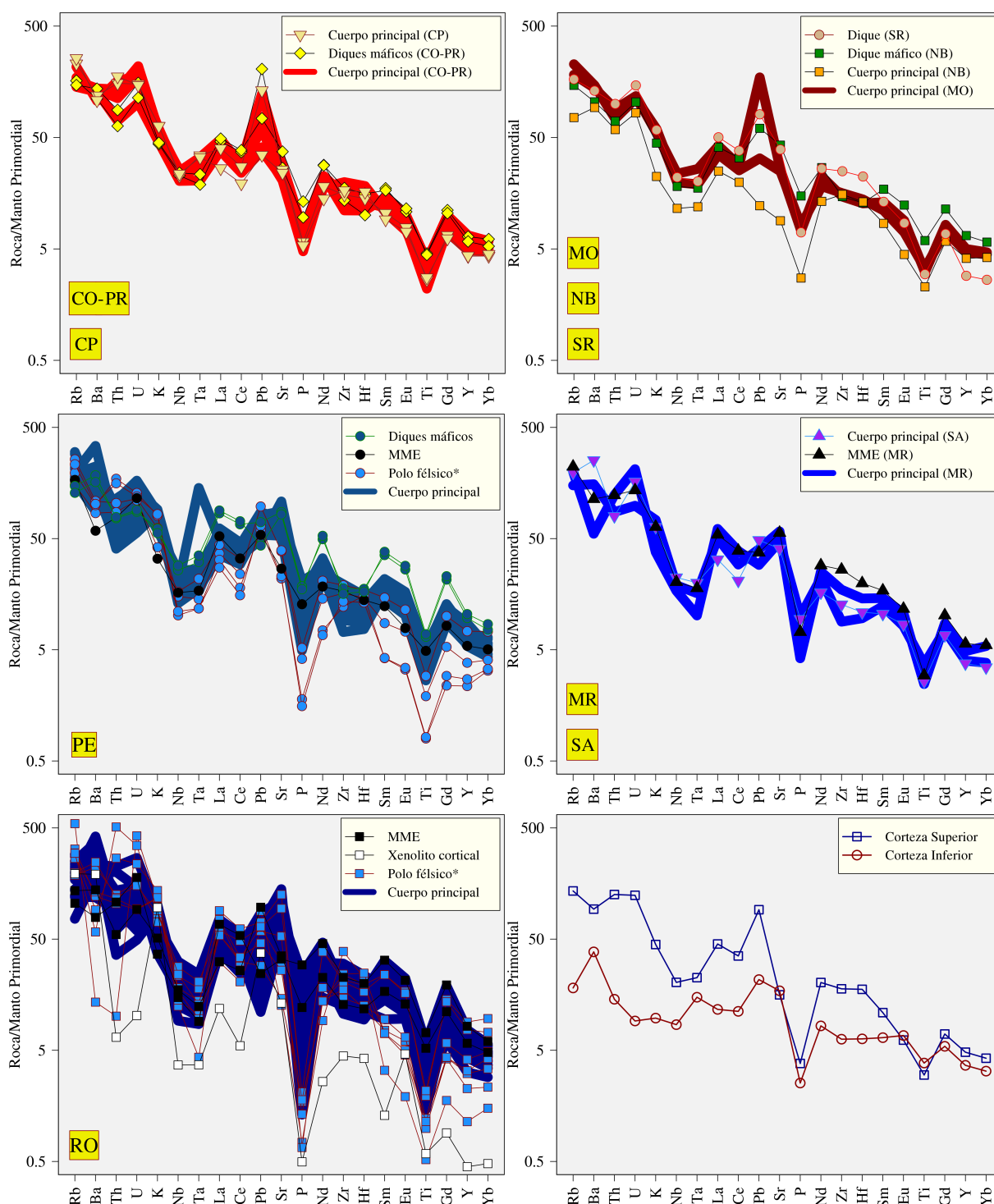
Los diagramas multielementos son una extensión de los diagramas de REE, en los que se añaden elementos mayores (expresados en ppm) y traza incompatibles a una mineralogía mantélica, ordenados según su grado de incompatibilidad. Estos elementos se normalizaron con la composición estimada del manto primordial, preferida para rocas corticales e intermedias evolucionadas (Rollinson, 1993). Los datos de normalización fueron tomados de varias fuentes bibliográficas (Hofmann & White, 1983<sup>⊕</sup>; McDonough *et al.*, 1992<sup>⊖</sup>; O' Neill & Palme, 1998<sup>⊗</sup>; Palme & Nickel, 1985<sup>⊖</sup>; Galer & Goldstein, 1996<sup>⊖</sup>).<sup>2</sup>

En la Figura 5.13 se observan los patrones de los diagramas multielementos aplicado a las rocas del CICO, que se caracterizan por mostrar una distribución en “zig-zag”, con una tendencia de disminución de la concentración con el incremento de la compatibilidad (Rb - Yb). En general, las rocas del CICO-W contienen anomalías negativas para algunos HFSE (Th, Nb, Ta y Ti) y de P, anomalías positivas de algunas REE (La, Nd), además de anomalías positivas para U y Pb.

Por su parte, el patrón general para las rocas del CICO-E se representa por anomalías negativas para HFSE (Th, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti) y de P, además de anomalías positivas de algunos LILE (Ba, Sr) y K, Pb y U. Sin embargo, las rocas que representan los polos félsicos de los Complejos El Peñuelo y Rocamontes, se pueden distinguir por una anomalía negativa en Ba. De esta forma, en general, los patrones graficados para ambos sectores del CICO muestran una fuerte influencia cortical.

---

<sup>2</sup>Rb<sup>⊕</sup> = 0.6050, Ba<sup>⊖</sup> = 6.7500, Th<sup>⊖</sup> = 0.0834, U<sup>⊖</sup> = 0.0218, K<sup>⊗</sup> = 260, Nb<sup>⊖</sup> = 0.5880, Ta<sup>⊖</sup> = 0.0400, La<sup>⊖</sup> = 0.6860, Ce<sup>⊖</sup> = 1.7860, Pb<sup>⊖</sup> = 0.1850, Sr<sup>⊖</sup> = 20.3000, P<sup>⊖</sup> = 86, Nd<sup>⊖</sup> = 1.3270, Zr<sup>⊖</sup> = 10.8100, Hf<sup>⊖</sup> = 0.3000, Sm<sup>⊖</sup> = 0.4310, Eu<sup>⊖</sup> = 0.1620, Ti<sup>⊖</sup> = 1280, Gd<sup>⊖</sup> = 0.5710, Y<sup>⊖</sup> = 4.3700, Yb<sup>⊖</sup> = 0.4621



**Figura 5.13:** Diagramas multielementos normalizado a manto primordial para las rocas del CICO, comparándolos con diferentes niveles de la corteza continental según [McDonough \(1990\)](#). Las Abreviaturas son; CO-PR: Concepción del Oro-Providencia, CP: El Colorado-La Pachona, MME: *Mafic Microgranular Enclave*, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa.

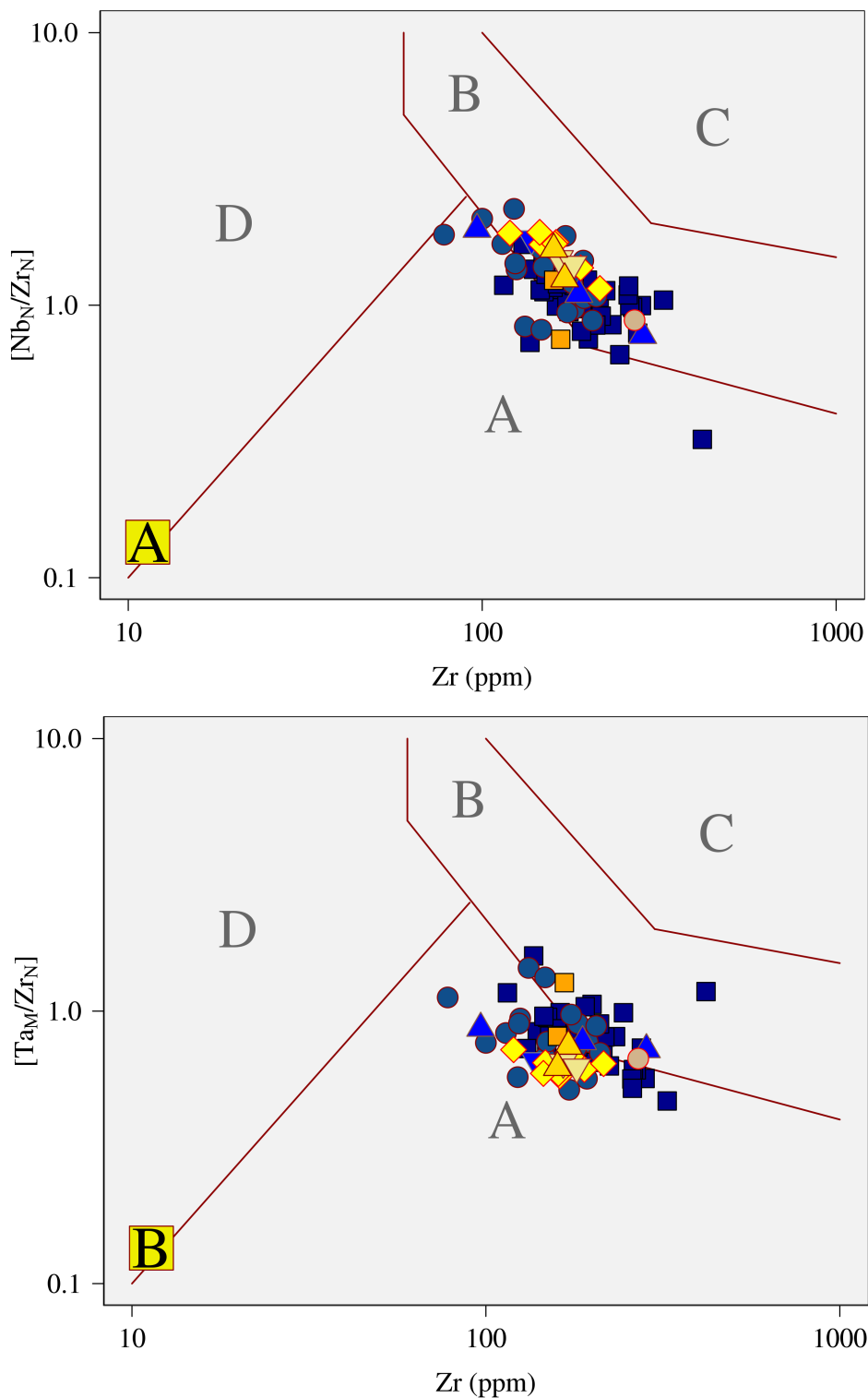
Las concentraciones de los LILE de mayor movilidad (*e.g.*, Rb, K, Ba, Sr) y Pb podrían ser principalmente una función del comportamiento de una fase fluida, mientras que la composición de los HFSE de menor movilidad (*e.g.*, Y, Hf, Zr) estaría controlada por la química de la fuente y los procesos de evolución del sistema magmático. Además, las anomalías negativas de algunos HFSE (Th, Nb, Ta y Ti) pueden estar relacionadas a la fraccionación de anfíbol, ilmenita y circón, mientras que la de P podría ser el resultado de la fraccionación de apatito (Rollinson, 1993).

Es importante señalar que el xenolito cortical (RG-07), el cual presenta el contenido de SiO<sub>2</sub> más alto de las rocas estudiadas, se caracteriza por mostrar un patrón multi-elementos distinto al resto de las muestras: (A) contenidos de elementos traza más bajos, (B) anomalías negativas prominentes de Th-U, Nb-Ta, P, Ti y (C) un enriquecimiento en K, Pb, Sr, Zr, Hf y Eu. Estas marcadas diferencias en la composición podrían asociarse al metamorfismo de la roca.

#### 5.4.3 Diagramas de discriminación

Existe una serie de diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas cuarzofel-despáticas, los cuales usan como parámetros elementos relativamente inmóviles en fases fluidas (*e.g.*, Zr, Y, Yb, Nb, Ga y Ta) y elementos comúnmente móviles, pero que en teoría su movilidad en estas rocas es mucho menor. Estos elementos permanecerían estables bajo condiciones hidrotermales, metamorfismo de medio o bajo grado y meteorización (Rollinson, 1993). Ya que una gran cantidad de diagramas antes mencionados son equivalentes, se utilizó como criterio en la elección la disponibilidad de datos geoquímicos de elementos traza.

Por su parte, dos tipos de diagramas son considerados para la discriminación de rocas con afinidad de arco: Zr vs. [Nb<sub>N</sub>/Zr<sub>N</sub>] y Zr vs. [Ta<sub>M</sub>/Zr<sub>N</sub>], (Figura 5.14A y 5.14B) propuestos por Thiéblemont & Tégyey (1994), estos diagramas fueron utilizados inicialmente para diferenciar entre un origen a partir de subducción y del tipo postorogénico para rocas graníticas alcalinas y álcali-cálcicas. En estos diagramas, las rocas del CICO se ubican entre el límite de los campos A (rocas asociadas a la subducción) y B (rocas relacionadas a partir de colisión de placas), lo que podría indicar una transición entre dos ambientes geológicos.



**Figura 5.14:** A: Diagramas Zr vs.  $[Nb_N/Zr_N]$  y B: Zr vs.  $[Ta_M/Zr_N]$ , propuestos por Thiéblemont & Tégyey (1994). En estos diagramas, las rocas del CICO se ubican entre el límite de los campos A y B, destacando una afinidad mayor de rocas asociadas a la subducción. Claves; A: relacionado a un origen a partir de subducción, B: relacionado a un origen a partir de colisión de placas, C: relacionado a granitos de intraplaca, D: relacionado a leucogranitos.  $Ta_M$  es definido como la relación Nb/Ta del manto primordial. Para símbolos consultar la figura 5.3.

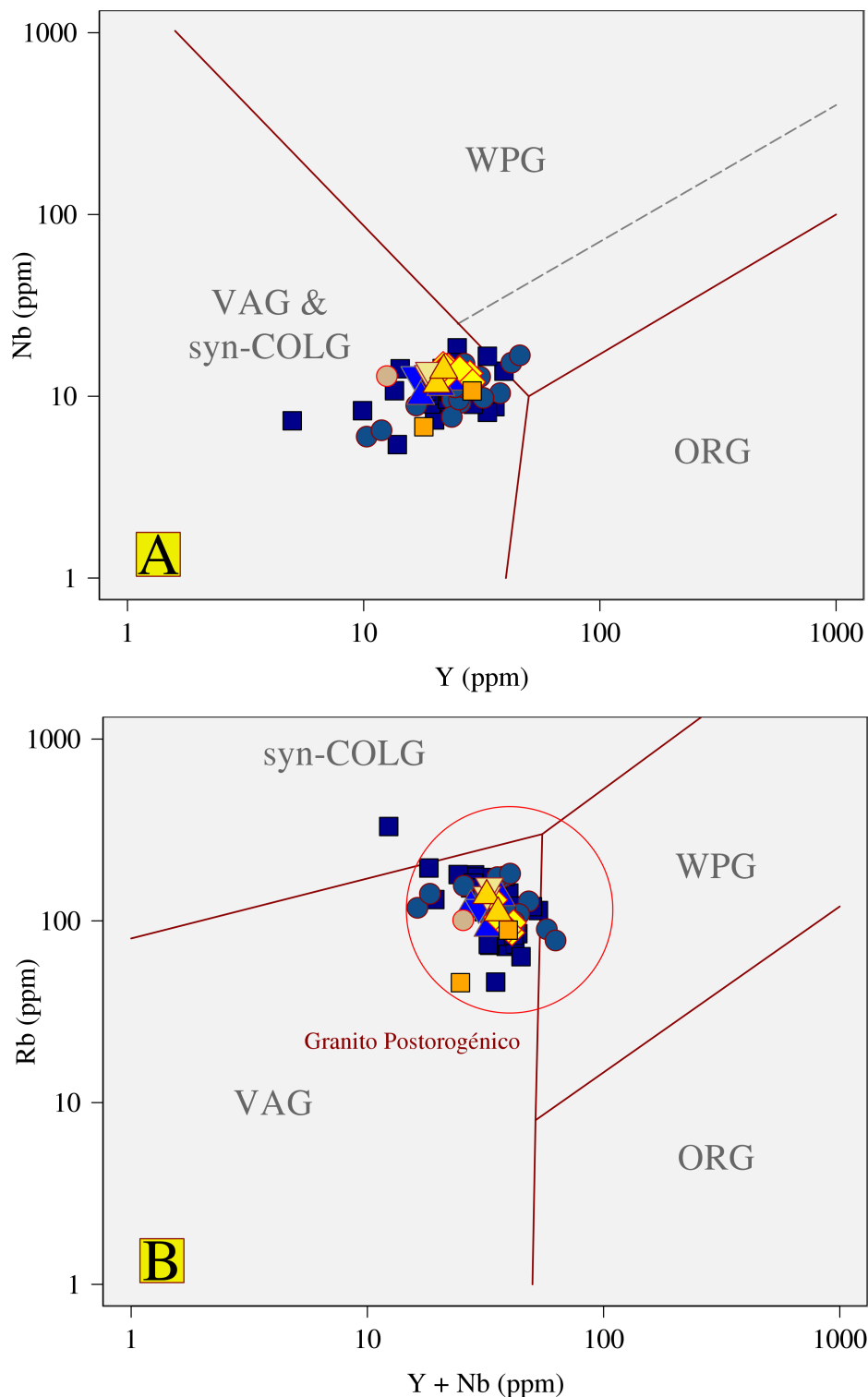


Con base en los diagramas de [Pearce et al. \(1984\)](#), para la discriminación de ambientes tectonomagmáticos para los granitoides (Figura 5.15A: [Y vs. Nb] y 5.15B: [Y + Nb vs. Rb]), es evidente la asociación a un arco magmático de las rocas del CICO, ya que se integran dentro del campo VAG (*Volcanic Arc Granites*), con la excepción de los diques máficos sinplutónicos de El Peñuelo (R2101 y CA91701). Adicionalmente, en el diagrama (Y + Nb) vs. Rb, se incluye el campo de los granitoides post-orogénicos, propuesto por [Pearce \(1996\)](#), en el que ubican las rocas del cinturón, salvo la muestra RO-26 de Rocamontes.

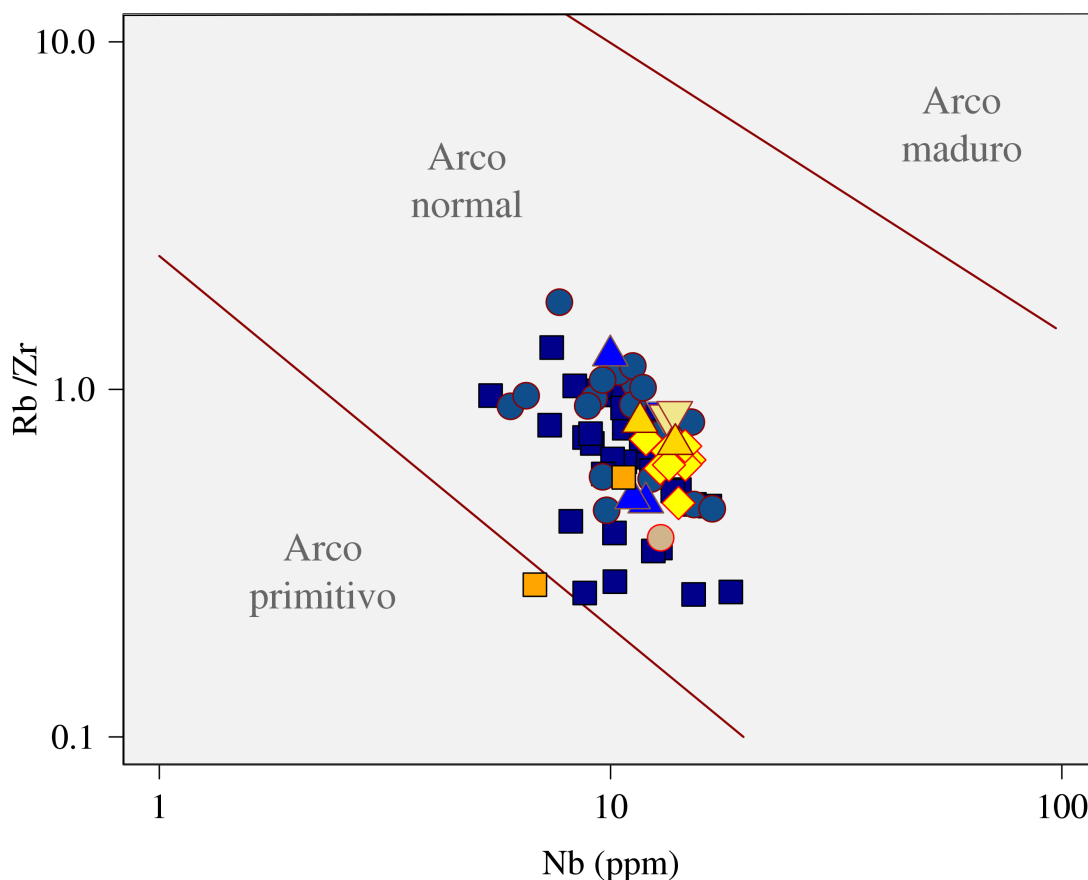
Por su parte, el diagrama de [Brown et al. \(1984\)](#) (Figura 5.16) indica que las composiciones de Nb y las relaciones de Rb/Zr de las rocas del CICO son típicas de granitoides generados en un ambiente de arco normal. De estos resultados, es posible deducir que el magmatismo que se generó en dos lapsos de tiempo geológico distintos, se ubican en un ambiente de arco continental y que, considerando la lejanía de la zona de trinchera y que los intrusivos rompen por lo general estructuras anticlinales, probablemente representan dos eventos postorogénicos.

Dentro de los diagramas de discriminación que involucran elementos traza, [Pearce \(1983\)](#) propuso el diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Figura 5.17), este involucra dos relaciones de elementos HFSE (Ta y Th) y una REE pesada (Yb). Es importante señalar que las relaciones no se ven afectadas por procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada, lo cual implica considerar a estas relaciones como similares a las de la fuente o que varían como consecuencia de asimilación cortical. De esta forma, permite: (A) evaluar la asociación de las rocas bajo estudio con los ambientes tectónicos de arco oceánico y margen continental activo, (B) comparar la composición de las rocas con la de fuentes del manto o la corteza continental e (C) identificar algunos mecanismos de diferenciación que pudieron llevarse a cabo en la evolución de las rocas del CICO.

A partir de este diagrama se infiere que las rocas intrusivas del CICO se produjeron en un ambiente de arco continental ya que se caracterizan por mostrar relaciones de  $Ta/Yb > 0.1$ . Además, las muestras colectadas del CICO-W reflejan la participación principal de un componente AFC (*Assimilation-Fractional Crystallization*). De esta forma, las relaciones de Th/Yb se encuentran entre los valores reportados para la Corteza Inferior promedio y la Corteza Superior promedio, según valores de [McDonough \(1990\)](#). Sin embargo, cabe recordar que estos granitoides son de alto Ba-Sr, emplazados en condiciones postorogénicas, infiriéndose su origen por fusión parcial del manto litosférico enriquecido con diferentes grados de asimilación de material cortical.



**Figura 5.15:** A y B: Diagramas de discriminación tectonomagmática para granitos según [Pearce et al. \(1984\)](#), aplicado a las rocas del CICO, donde la mayoría de las rocas se integran dentro del campo VAG. Adicionalmente en el diagrama (Y + Nb) vs. Rb se incluye el campo de los granitos post-orogénicos, propuesto por [Pearce \(1996\)](#), en el que ubican la gran mayoría de las muestras. Abreviaturas; VAG: Volcanic Arc Granites, WPG: Within Plate Granites, ORG: Ocean-Ridge Granites, SCG: Syn-Colisional Granites. Para símbolos consultar la figura 5.3.

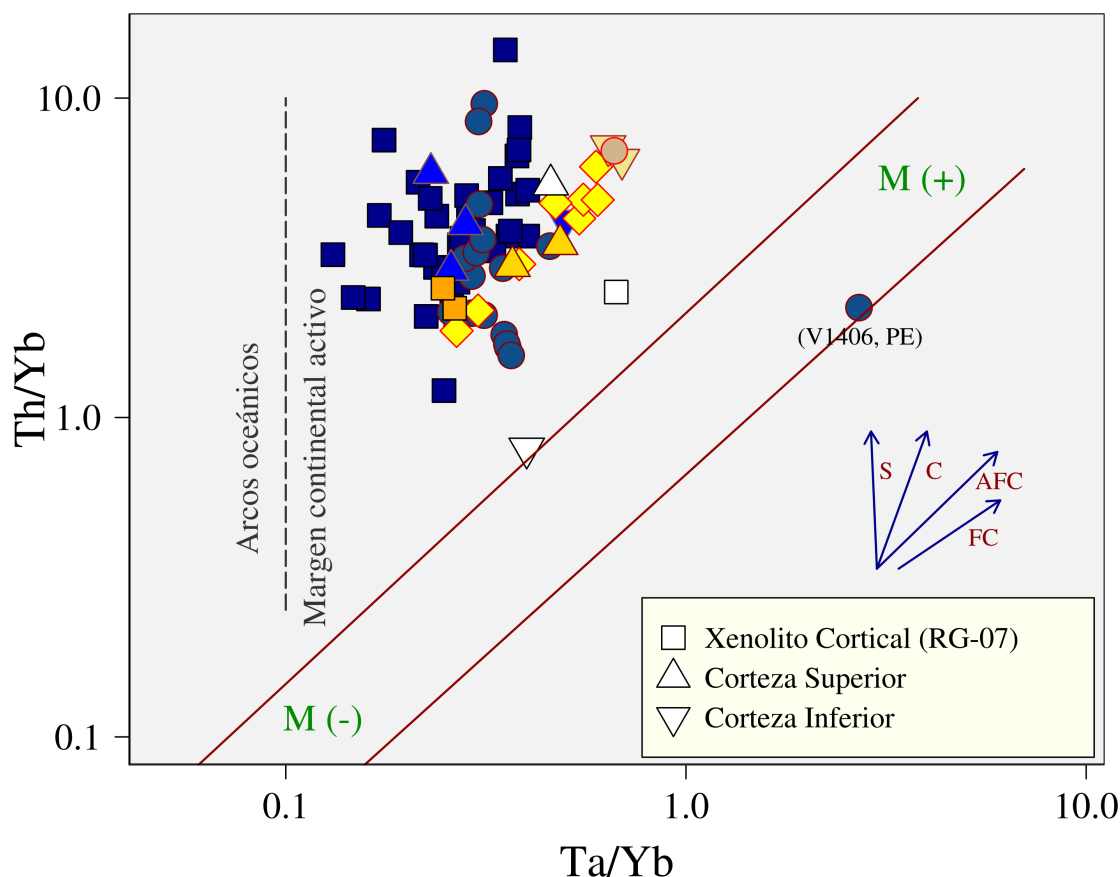


**Figura 5.16:** Diagrama propuesto por [Brown \*et al.\* \(1984\)](#), aplicado a las muestras del CICO, en el que indica que las composiciones de Nb y las relaciones de Rb/Zr de las rocas son típicas de granitoides generados en un ambiente de arco normal (con excepción de la muestra CO-08, de Noche Buena). Para símbolos consultar la figura 5.3.

Para las rocas colectadas en el CICO-E, a partir del diagrama propuesto por [Pearce \(1983\)](#), se observa que tienen una tendencia mayormente relacionada a subducción, como lo evidencia las muestras de El Peñuelo y Matehuapil-El Rabioso, sin embargo, procesos complejos como reinyección de magmas o contaminación significativa de diferentes polos composicionales pudieron llevarse a cabo en la generación de las rocas del Complejo Intrusivo Rocamontes, ya que se observa una alta dispersión en las muestras en relación a este componente (Figura 5.17).

Por su parte, la muestra que representa el MME de El Peñuelo (V1406) se ubica entre las líneas que limitan la composición del manto. Finalmente, el xenolito cortical RG-07 presenta relaciones de  $Ta/Yb = 0.67$  y  $Th/Yb = 2.47$ , la ubicación en el gráfico se observa separada de las rocas del CICO, la cual es más cercana a la que presenta la corteza superior. Es trascendente mencionar que este enclave félsico tiene una mineralogía de granulita (roca metamórfica de

alto grado), ya que no contiene minerales hidratados (anfíboles ó micas). Este tipo de roca normalmente se forma en la corteza inferior; sin embargo, podría ser que en esta región partes de la corteza inferior hayan sido transportadas a zonas menos profundas de la corteza por procesos tectónicos.



**Figura 5.17:** Diagrama de variación de relaciones Th/Yb vs. Ta/Yb propuesto por [Pearce \(1983\)](#), donde se identifican las posibles fuentes que originaron las rocas del CICO. Se presentan los componentes relacionados a subducción (S), contaminación cortical (C), asimilación-cristalización fraccionada (AFC) y cristalización fraccionada (FC). Adicionalmente, se presentan valores promedio mundiales de: la Corteza Superior y de la Corteza Inferior, reportados por [McDonough \(1990\)](#). (M-) manto empobrecido, (M+) manto enriquecido, las líneas rojas limitan la composición del manto. Para símbolos de las rocas del CICO consultar la figura 5.3.

## 5.5. Evaluación de modelos petrogenéticos

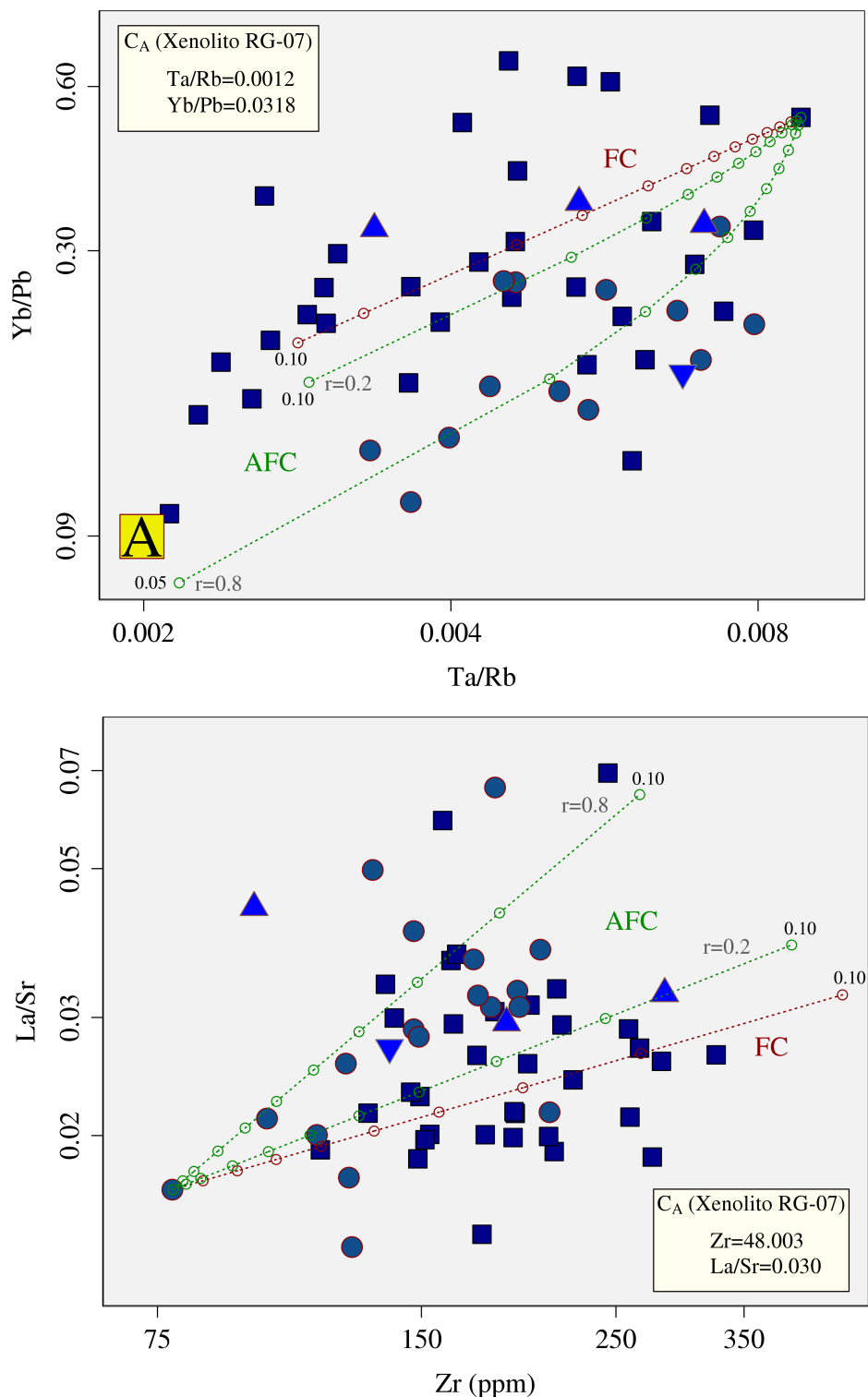
El origen de las rocas intrusivas que ocurren en el CICO tiene necesariamente que involucrar una fuente capaz de producir líquidos intermedios con un contenido relativamente alto de elementos incompatibles, en especial los LILE. De esta forma, el manto litosférico enriquecido, representaría el candidato más viables para ser la fuente de generación de los magmas que

originaron estas rocas y por consiguiente, a través de procesos como Cristalización Fraccionada (*Fraccional Cristalization*, FC) y Asimilación-Cristalización Fraccionada (*Assimilation-Fraccional Cristalization*, AFC), podrían generarse rocas más evolucionadas. Por estos motivos, debe considerarse estos procesos como un medio posible a partir del cual puedan generarse magmas que originaron la variedad litológica que ocurre en los intrusivos del CICO.

Por lo antes expuesto, a partir del comportamiento de elementos traza incompatibles (REE, LILE, HFSE) y sus relaciones, se evaluó la efectividad de estos mecanismos de diferenciación, a partir de rocas de composiciones básicas. Estos modelos se desarrollaron aplicando las ecuaciones tipo, AFC: Ecuación 2.10 y FC: Ecuación 2.13, documentadas en el capítulo 2. Además, para el cálculo se consideraron coeficientes de partición, correspondientes al equilibrio mineral/líquido andesítico reportados por Rollinson (1993) y de rocas intermedias publicadas en la página electrónica del *Geochemical Earth Reference Model* (<http://www.earthref.org/GERM/>).

En el modelo propuesto para el CICO-E, la composición de los magmas parentales corresponden al reportado para las muestras RO-12 del Complejo Intrusivo Rocamontes (Figura 5.18A) y V1601 del Complejo Intrusivo El Peñuelo (Figura 5.18B). Se consideró la fraccionación de una mineralogía consistente en una roca de composición sienítica de tipo Qz:Afs:Pl:Opx:Cpx:Amp:Bt:Opq, con una relación de proporciones 3:45:38:1:4:3:5:1, ya que este arreglo sienítico es típico en las rocas de esta porción del CICO. En el modelado AFC para el CICO-E, se consideró como material asimilado la composición del xenolito cortical RG-07, colectado en Rocamontes, realizando el cálculo con la relación de velocidad de asimilación a velocidad de cristalización fraccionada ( $r$ ) en magnitudes de 0.2 y 0.8 en ambos modelos.

Ya que en estos modelos se observa una alta dispersión en las rocas del Complejo Intrusivos Rocamontes y los valores de las muestras no se ajustan plenamente a estos procesos de diferenciación magmática, se infiere que en este intrusivo actuaron mecanismos complejos, como reinyección de magmas o contaminación significativa de diferentes polos composicionales, que pudieron llevarse a cabo en la generación de las rocas de esta estructura. Adicionalmente, en la figura 5.18B se ilustra que el origen máfico y una posterior diferenciación, teniendo como asimilante el xenolito cortical RG-07 es capaz de reproducir el arreglo observado en las rocas del Complejo Intrusivo El Peñuelo, confirmando la acción principal del proceso AFC en la evolución magmática de este plutón.



**Figura 5.18:** A y B: Diagramas de variación, que involucran elementos traza de diferente carácter geoquímico, para el CICO-E. Los gráficos incluyen los modelos de Cristalización Fraccionada (*Fraccional Crystallization*, FC) y Asimilación - Cristalización Fraccionada (*Assimilation - Fraccional Crystallization*, AFC) considerando como material asimilado ( $C_A$ ) la composición del xenolito cortical RG-07 y como líquido parental en A: RO-12 y en B: V1601. Para símbolos consultar la figura 5.3.

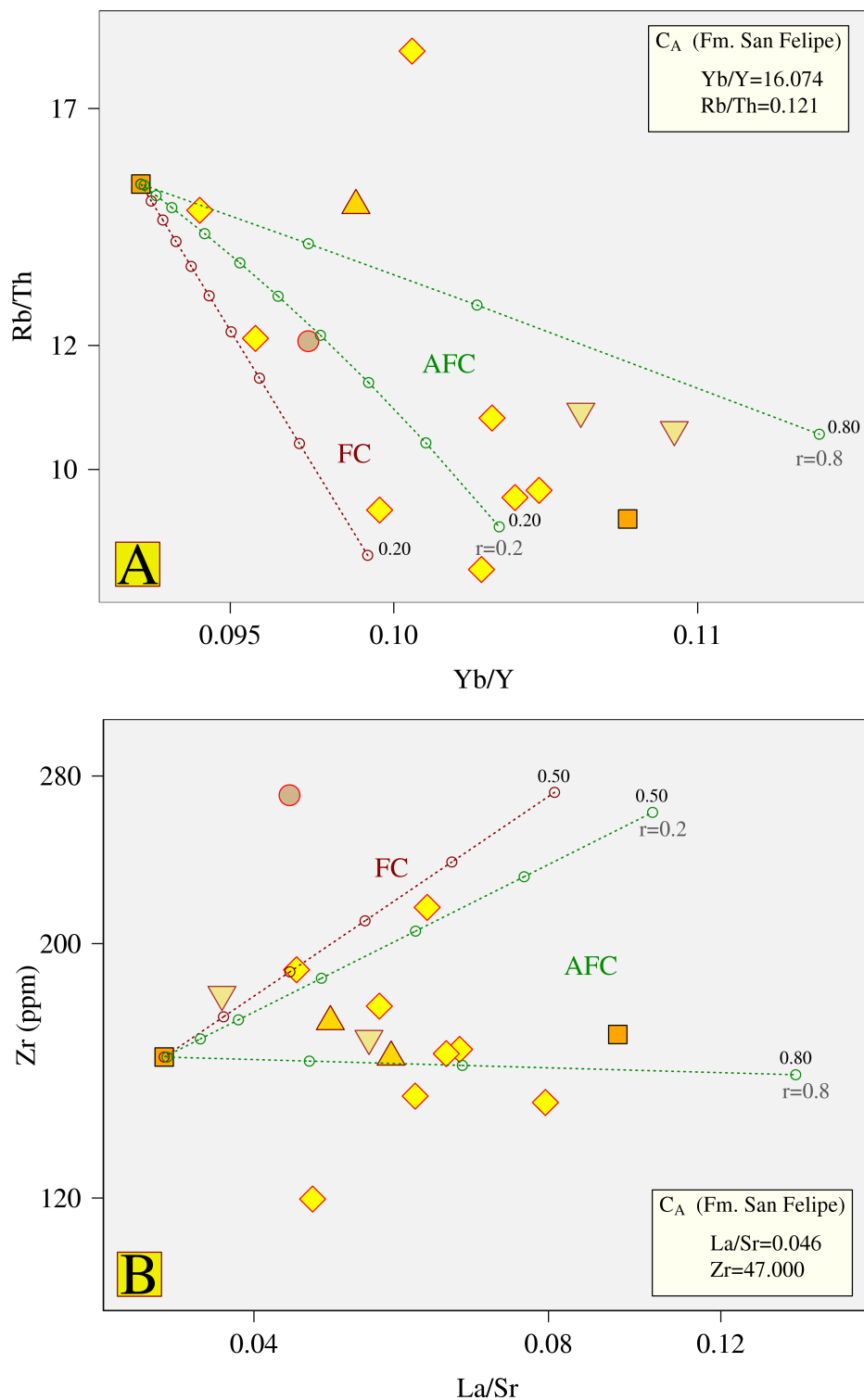


En el modelo propuesto para las rocas del CICO-W (Figura 5.19A y 5.19B), la composición del magma parental corresponde al reportado para la muestra CO-08 y se considero la fraccionación de una mineralogía consistente en una roca de composición granodiorítica de tipo Qz:Afs:Pl:Opx:Cpx:Amp:Bt:Opq, con una relación de proporciones 20:20:45:1:5:3:5:1, ya que este arreglo granodiorítico es típico en las rocas de esta porción del CICO.

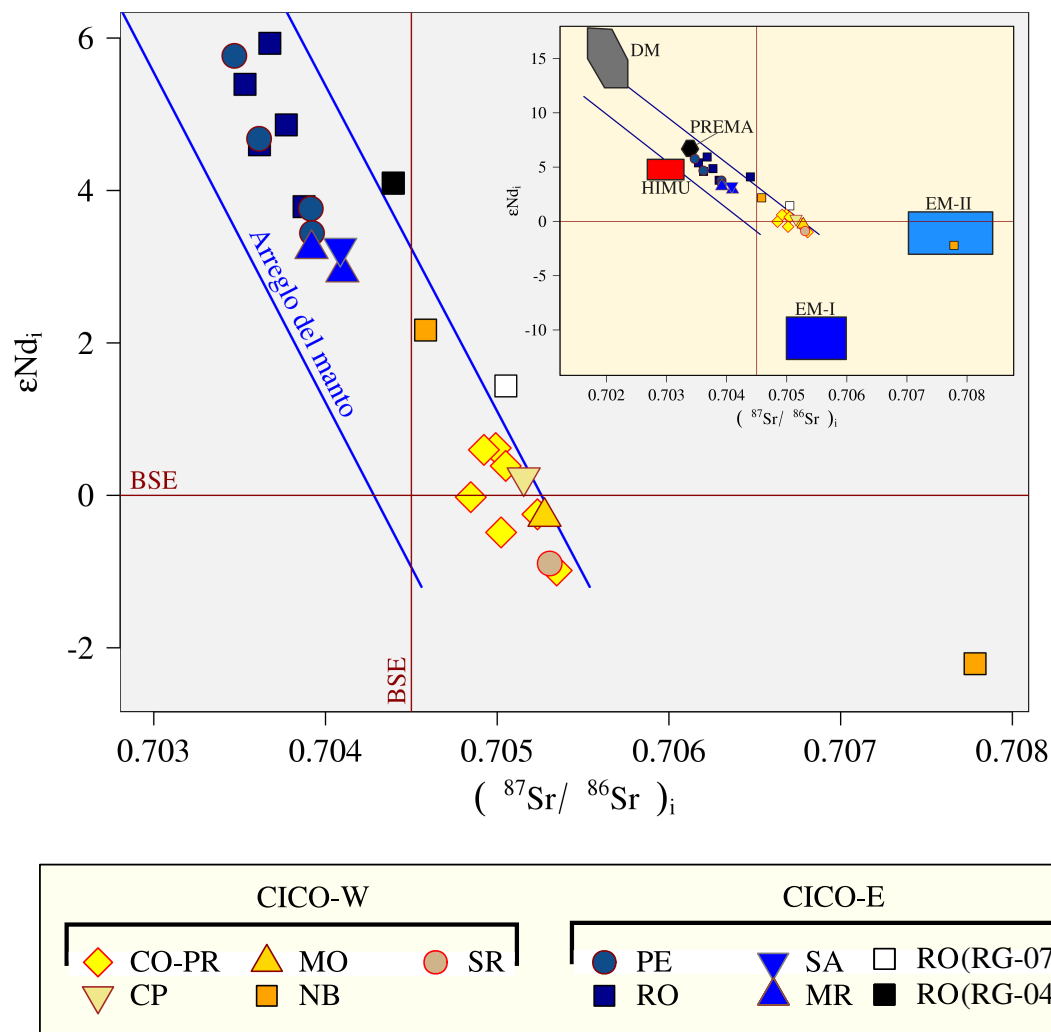
Por su parte, para el modelado AFC en el CICO-W, se consideró como material asimilado la composición de los horizontes lutíticos de la Formación San Felipe, en las regiones de Galeana y Rayones, Nuevo León, reportados por [Gómez-Alejandro & Martínez-Limas \(2008\)](#), ya que es correlacionable con la Formación Indidura que aflora por lo general como roca encajonante en esta porción del CICO. La relación de velocidad de asimilación a velocidad de cristalización fraccionada ( $r$ ) fue evaluada en magnitudes de 0.2 y 0.8. Las figuras 5.19A y B revelan que la operación de un proceso AFC de un líquido máfico y un asimilante consistente en roca encajonante es capaz de reproducir el arreglo observado en diagramas de elementos traza, confirmando el papel activo de la roca caja en la evolución magmática del CICO-W.

Por otra parte, las relaciones isotópicas de Sr, Sm y Nd obtenidas para este estudio y las concentraciones adquiridas mediante espectrometría de masas se presentan en el ANEXO IV. Estos datos fueron obtenidos con la finalidad de interpretar la génesis de las rocas bajo estudio, para lo cual se empleó la combinación de las relaciones isotópicas de Sr y Nd (Figura 5.20). Es importante señalar que los valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  para las rocas ígneas colectadas en el CICO-E (+2.9 a +5.9), son más altos a los valores del CICO-W (-2.2 a +2.1), y son semejantes a los valores que se incluyen en el arreglo del manto. Sin embargo, aunque las rocas del CICO-W se incluyen en el componente mantélico, tienden a presentar valores enriquecidos en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  y empobrecidos en  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ , comparadas con las muestras obtenidas de la porción oriental del CICO.

Los valores iniciales de las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las muestras analizadas del CICO-W presentan en general, valores entre 0.7044 a 0.7077. Para las rocas colectadas en el CICO-E, los valores se incluyen entre el intervalo de 0.7034 a 0.7040. Es importante señalar que en los casos particulares de las muestras RG-04 y RG-07, que corresponden a un xenolito máfico y uno cortical respectivamente, se excluyen de los valores que comprenden el arreglo del manto. Los resultados del estudio isotópico fueron graficados en la figura 5.20, comparándose con los componentes mantélicos descritos por [Zindler & Hart \(1986\)](#).

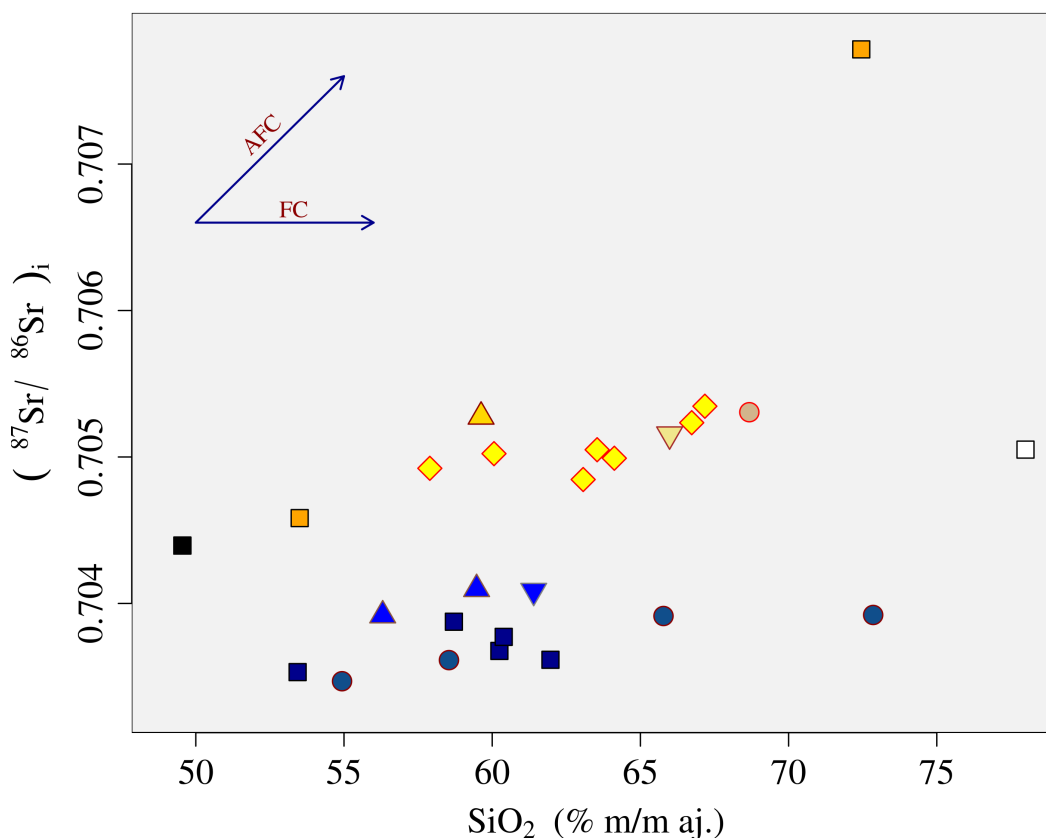


**Figura 5.19:** A y B: Diagramas de variación, que involucran elementos traza de diferente carácter geoquímico, para el CICO-W. Los gráficos incluyen los modelos de Cristalización Fraccionada (*Fraccional Crystallization*, FC) y Asimilación - Cristalización Fraccionada (*Assimilation - Fraccional Crystallization*, AFC) considerando como material asimilado ( $C_A$ ) la composición de los horizontes lutíticos de la Formación San Felipe reportados por [Gómez-Alejandro & Martínez-Limas \(2008\)](#). Para símbolos consultar la figura 5.3.



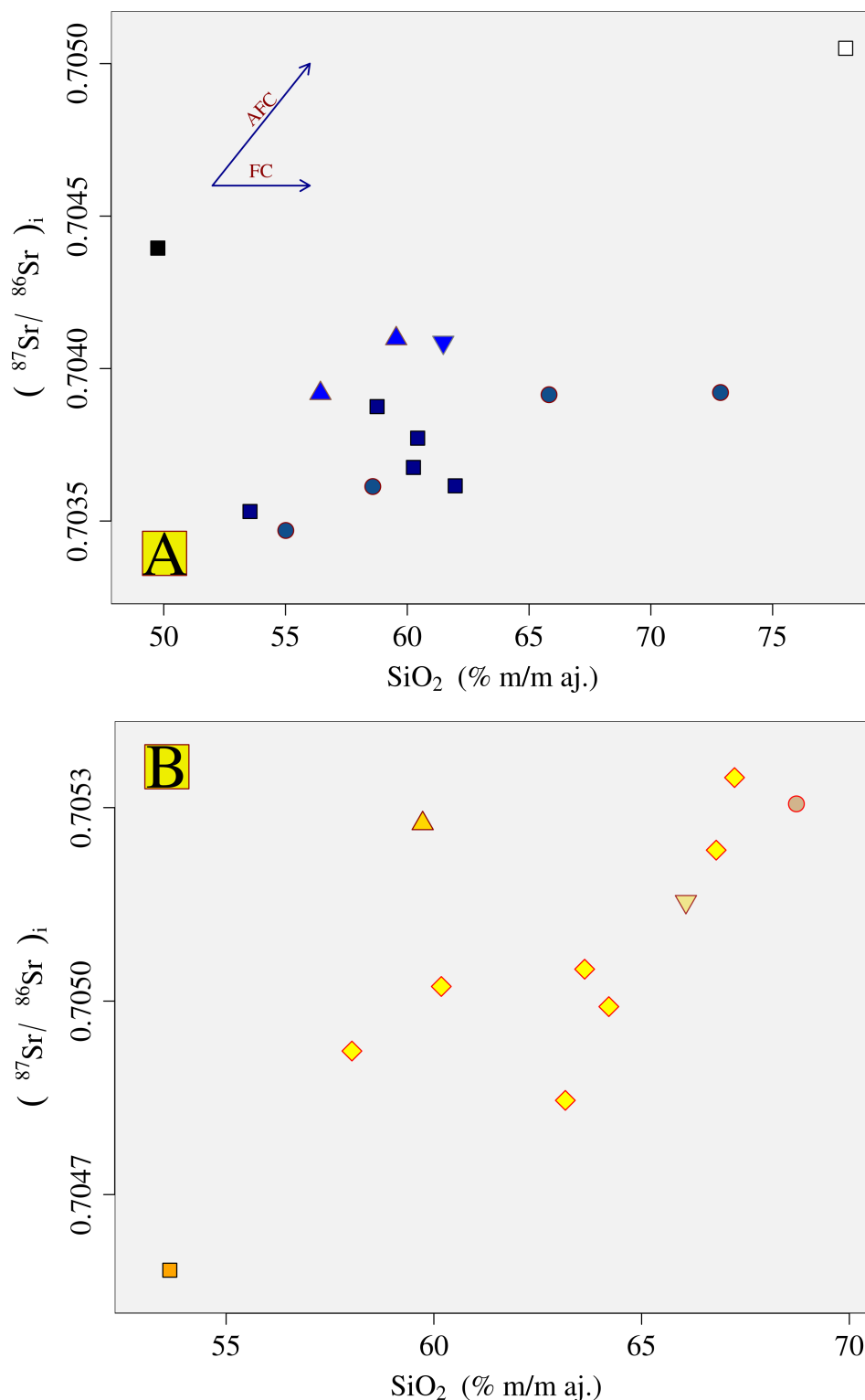
**Figura 5.20:** Gráfico de la relación isotópica de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs  $\epsilon\text{Nd}_i$ , comparados con los componentes mantélicos descritos por Zindler & Hart (1986). Además se observa un arreglo aproximadamente lineal con una fuerte pendiente negativa para ambos sectores del CICO, que se encuentran circunscritos entre los valores que comprenden el arreglo del manto, salvo las muestras RG-04 y RG-07, que corresponden a un xenolito máfico y un xenolito cortical respectivamente, colectados en el CICO-E, además de la muestra CO-09 que pertenece al Complejo Intrusivo Noche Buena. Abreviaturas; BSE: *Bulk Silicate Earth*, DM: *Depleted Mantle*, EM-1: *Enriched Mantle-1*, EM-2: *Enriched Mantle-2*, HIMU: *High  $\mu$* .

El diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aplicado a las rocas del CICO fue utilizado con el fin de identificar los procesos de FC y AFC (Figura 5.21). La ocurrencia de una correlación con pendiente positiva en este diagrama es utilizada como evidencia de contaminación cortical en secuencias de rocas ígneas comagmáticas (Hildreth & Moorbath, 1988). Con base en una vista a detalle en este gráfico (Figura 5.22A y B) se puede destacar que existe contaminación cortical en los magmas que originaron las rocas del CICO-E, ya que forman un arreglo lineal ajustándose al componente AFC. De forma semejante, conforme aumenta la concentración de sílice, en las

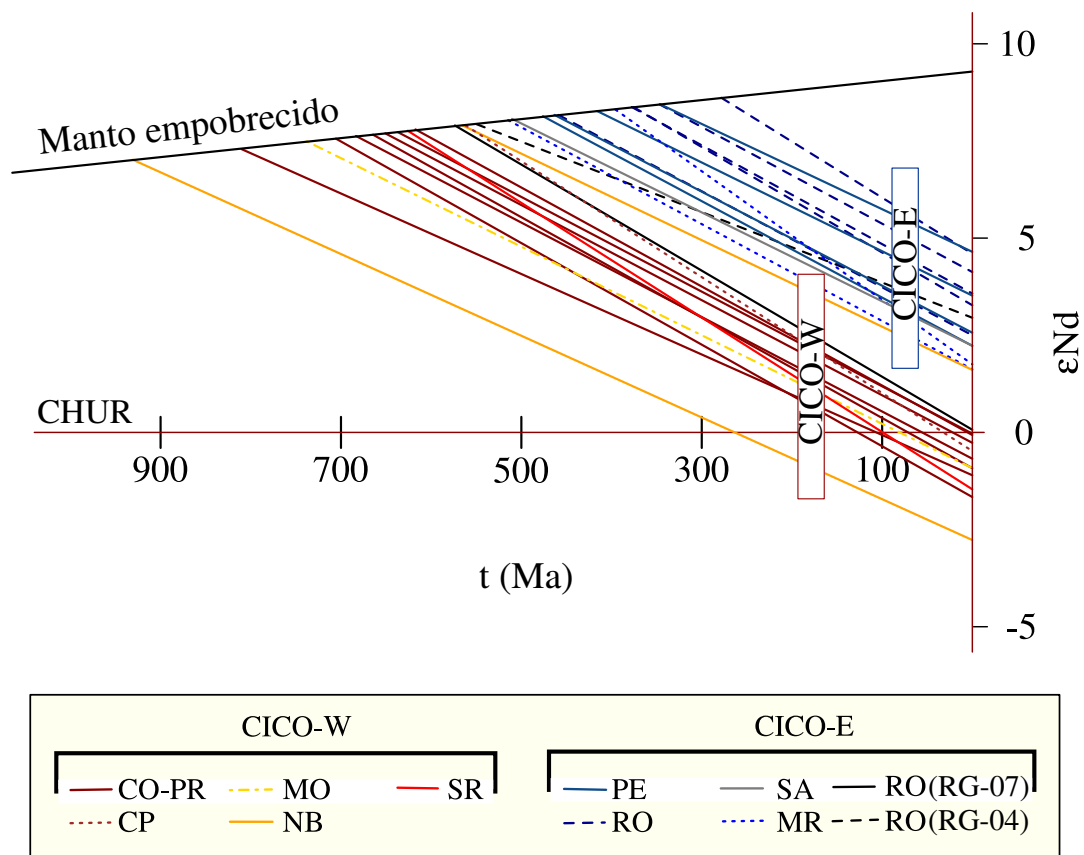


**Figura 5.21:** Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , donde aparentemente existe una mínima correlación entre los datos del CICO-E (nula en el caso del Complejo Intrusivo Rocamontes) con el componente AFC y un arreglo lineal con pendiente ligeramente positiva (destacando el Complejo Intrusivo Noche Buena) en las rocas del CICO-W. Abreviaturas: FC: *Fraccional Cristalización* (Cristalización Fraccionada); AFC: *Assimilation-Fraccional Cristalización* (Asimilación-Cristalización Fraccionada). Para símbolos consultar la figura 5.20.

Las edades modelo de Nd, calculadas con respecto al manto empobrecido para las rocas del CICO (ANEXO IV), se pueden agrupar en dos conjuntos; en el CICO-E las edades obtenidas van de 593 hasta 278 Ma, mientras que las edades modelo del CICO-W se restringen en el intervalo de 931 a 561 Ma (Figura 5.23). Se destaca que las rocas de la porción oriental se sobreponen a las rocas de la porción occidental, estas últimas presentan las edades más antiguas. A partir de estos datos, se puede argumentar que las edades modelo del CICO-W son producto de una mayor incorporación de Nd proveniente de la corteza continental asimilada, en relación con las edades modelo del CICO-E.



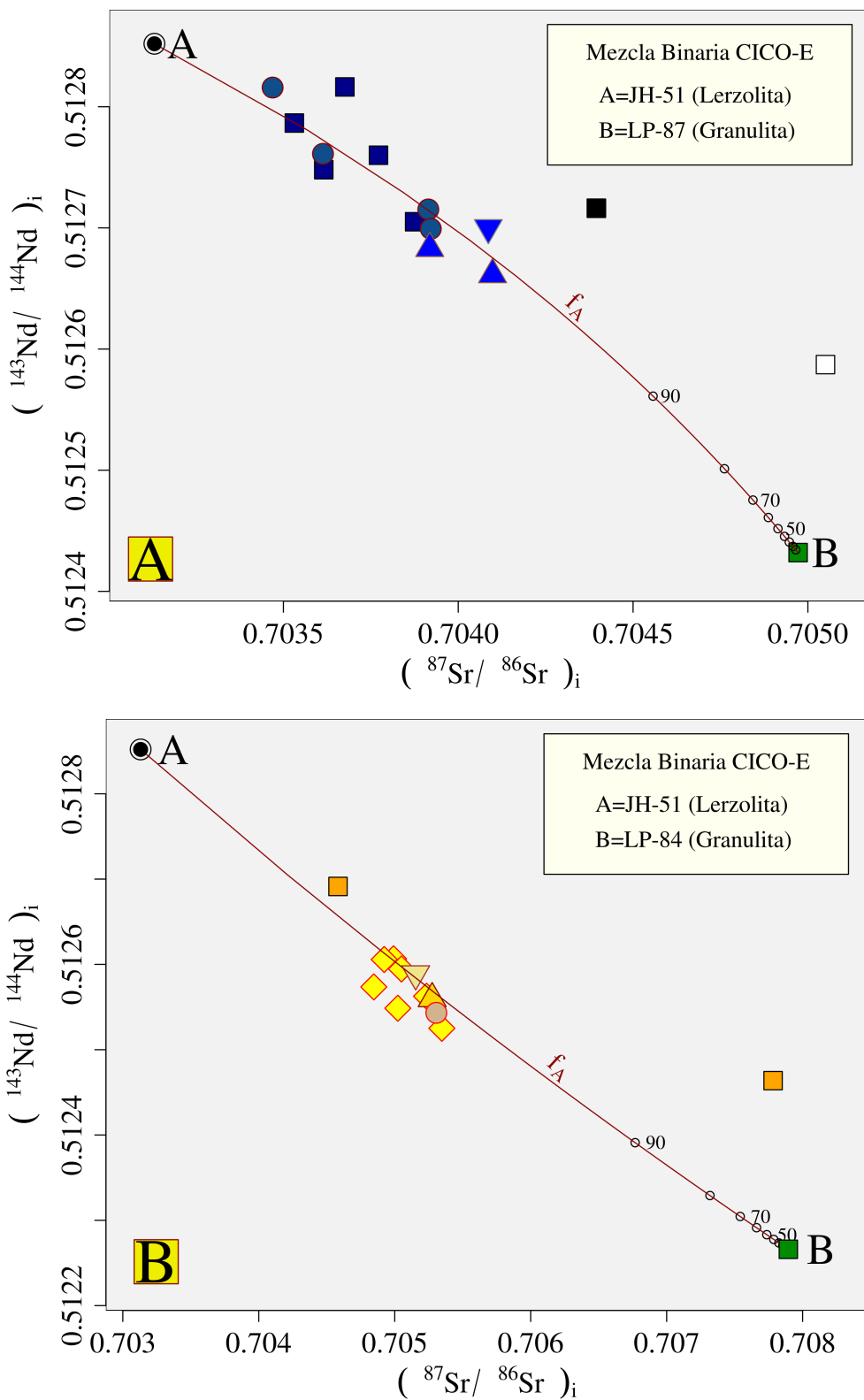
**Figura 5.22:** Diagramas  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , aplicado a las rocas del (A) CICO-E y (B) CICO-W, donde se ilustra un arreglo lineal con pendiente positiva en ambos sectores del CICO, confirmando la asimilación cortical como mecanismo principal que originaron las rocas del cinturón. Abreviaturas: FC: *Fraccional Cristalización* (Cristalización Fraccionada); AFC: *Assimilation-Fraccional Cristalización* (Asimilación-Cristalización Fraccionada). Para símbolos consultar la figura 5.20.



**Figura 5.23:** Edades modelo de Nd, calculadas con respecto al manto empobrecido para las rocas del CICO, agrupadas en dos conjuntos; CICO-E y CICO-W.

Por otro lado, en la forma más simple, la contaminación de los magmas derivados del manto por corteza continental puede ser vista como un proceso de mezcla de dos componentes, en este sentido, los modelos de mezcla binaria para el CICO (Figura 5.24A y B) se desarrollaron aplicando la ecuación 2.8, documentada en el capítulo 2. En estos modelos se configuraron líneas de mezcla entre dos componentes, considerando la composición del manto a un xenolito de lertzolita de espinela (JH-51) y como roca cortical a xenolitos metamórficos (LP-87, para el CICO-E y LP-84, para el CICO-W), los cuales forman parte del basamento existente en la provincia fisiográfica de La Mesa Central. Es importante señalar que las rocas que representan los extremos composicionales isotópicos en ambos modelos, fueron colectadas en el campo volcánico Ventura-Espíritu Santo y analizadas por [Schaaf \*et al.\* \(1994\)](#).





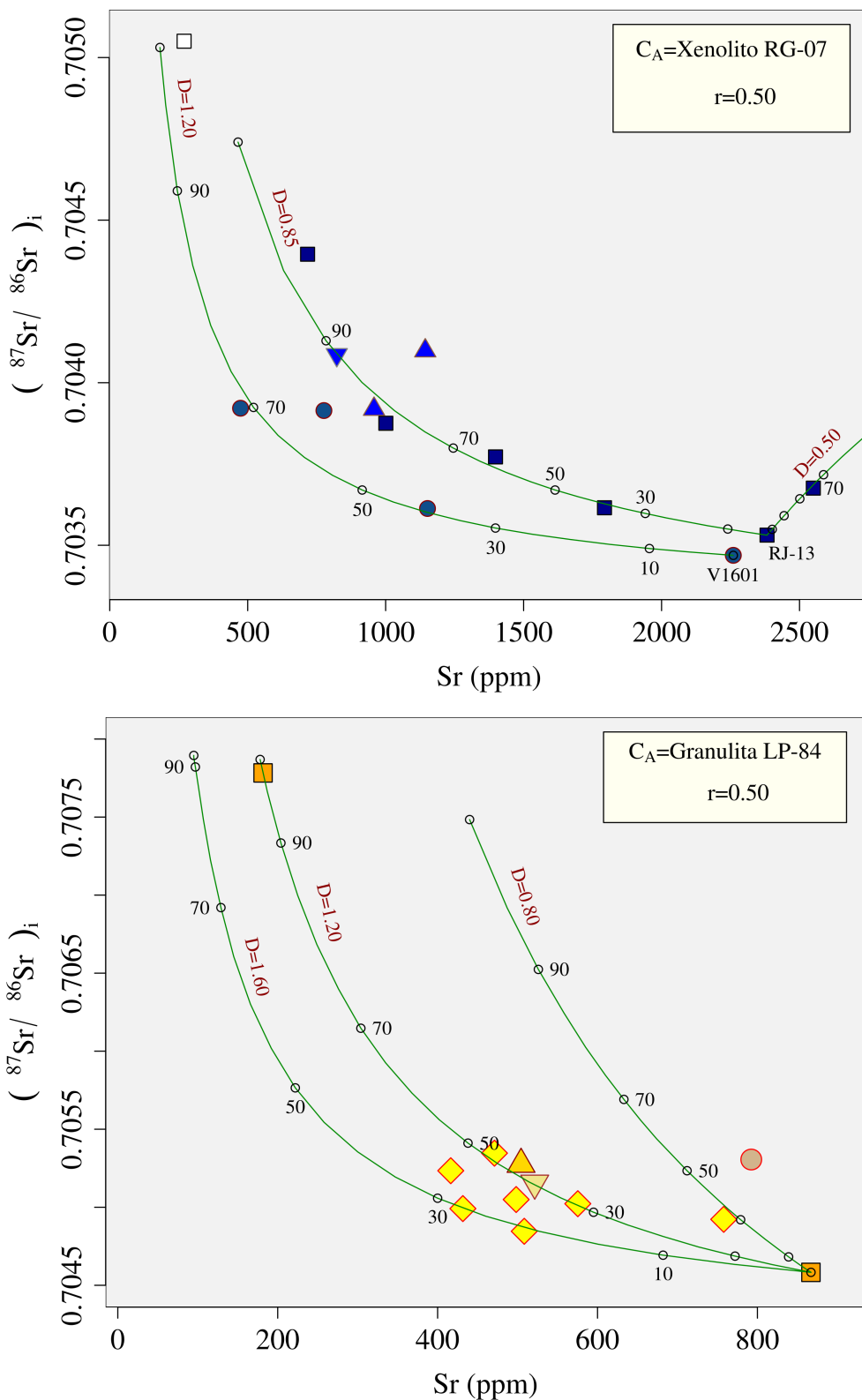
**Figura 5.24:** Modelos de mezcla binaria para el (A) CICO-E y (B) CICO-W, configurando líneas entre dos componentes, las rocas que representan los extremos composicionales isotópicos en ambos modelos fueron colectadas en la Mesa Central y sus datos reportados por [Schaaf \*et al.\* \(1994\)](#). Para símbolos del CICO, consultar la figura 5.20.

En la figura 5.24 se puede observar que existen curvas de mezcla entre los polos de composición Manto–Corteza de 100 a 0 %, que se ajustan relativamente bien a los datos isotópicos de las dos porciones del CICO, destacando la variabilidad del CICO-E y el aglutinamiento del CICO-W, en relación con la curva calculada. Es importante recalcar que los conjuntos de rocas formados por mezclas binarias frecuentemente no yacen a lo largo de la curva esperada debido a que sus composiciones isotópicas y relaciones elementales son modificadas por procesos posteriores, tales como la adición de un tercer componente, FC, alteración por fluidos hidrotermales, intemperismo, etc.

Por otra parte, con el fin de inferir el proceso principal que dio origen a las rocas intrusivas de los dos sectores del CICO, se consideró un modelo de diferenciación magmática tipo AFC, involucrando las relaciones isotópicas de Sr y utilizando la ecuación 2.11, documentada en el capítulo 2. Para desarrollar estos modelos (Figura 5.25), se consideró la relación de velocidad de asimilación en relación a la velocidad de cristalización fraccionada ( $r$ ) 1:2.

Para el CICO-E los valores de los magmas parentales corresponden al reportado para las muestras RJ-13 del Complejo Intrusivo Rocamontes y V1601 del Complejo Intrusivo El Peñuelo, además, se consideró como material asimilado la composición del xenolito cortical RG-07, colectado en Rocamontes. La distribución de los datos del CICO-E en la figura 5.25A, sugieren que predomina el fenómeno de cristalización fraccionada del magma con respecto a la asimilación y un valor de magma residual entre 40 y 70 %, para El Peñuelo y entre 40 y 95 para el resto de esta porción del CICO.

En el modelo propuesto para las rocas del CICO-W, la composición del magma parental corresponde al reportado para la muestra CO-08 y se consideró como material asimilado la composición del xenolito metamórfico LP-84 reportado por [Schaaf \*et al.\* \(1994\)](#). El modelo AFC que mejor se ajusta a las variaciones isotópicas y químicas de Sr en el CICO-W es capaz de reproducir el arreglo observado en la figura 5.25B, confirmando la acción principal del proceso AFC en la evolución magmática de esta porción del CICO, teniendo un valor de magma residual en este proceso menor de 50 %, con excepción de la muestra CO-08, colectada en el Complejo Intrusivo Noche Buena.



**Figura 5.25:** Modelos AFC que involucra las variaciones en las concentraciones de Sr vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para el (A) CICO-E y (B) CICO-W, configurando líneas que configuran este proceso. Abreviaturas: D=coeficiente de partición; r=relación de velocidad de asimilación a velocidad de cristalización fraccionada. Para símbolos del CICO, consultar la figura 5.20.

---

## Capítulo 6

# Conclusiones

---

Con base en el estudio petrográfico, se determinó que las muestras colectadas en el CICO-E cubren una diversidad litológica con composiciones que varían de monzodiorita a granito. Esta heterogeneidad se presenta con texturas fanerítica a porfídica y una mineralogía consistente en  $Qz + Afs + Pl + Opx + Cpx + Amp + Bt + Ttn + Opq$ , en el que puede estar ausente el  $Qz$ , sin embargo, el volumen principal de rocas que afloran en esta porción del CICO, se componen de rocas sieníticas y monzoníticas. Las líneas evolutivas en el diagrama QAP del CICO-E son consistentes con las series calcoalcalina monzoníticas y aluminosa alcalina, teniendo un comportamiento similar al formado por los granitoides asociados a *rift*. Para el CICO-W, se estableció que están formados principalmente por una diversidad litológica restringida a granodiorita y cuarzodiorita, con textura fanerítica y una mineralogía consistente en  $Qz + Afs + Pl + Opx + Cpx + Amp + Bt + Opq$ , teniendo un comportamiento similar al formado por la serie calcoalcalina granodiorítica, consistente en granitoides de arco continental.

Para el CICO-E, la química revela: (A) composiciones en  $SiO_2 = 43.4-77.8 \%$ ,  $MALI = -9.2$  a  $14.7$  y  $A/CNK = 0.251-0.878$ ; (B) un carácter alcalino, con afinidad a granitoides ferrosos; (C) arreglos lineales en diagramas de Harker de elementos mayores y traza compatibles y una distribución difusa de los elementos traza incompatibles; (D) patrones de REE, normalizados a condrita, enriquecidos en REE ligeras, en general con ausencia de anomalías de Eu, empobrecimiento en REE medianas y un patrón plano de REE pesadas, con un ligero enriquecimiento en las rocas mas evolucionadas; (E) patrones multi-elementos, normalizados a manto primordial, con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti y un enriquecimiento en Ba y Sr.

Por su parte, las rocas del CICO-W se caracterizan por: (A) composiciones en  $SiO_2 = 53.5-72.4 \%$ ,  $MALI [ \%Na_2O + \%K_2O - \%CaO ] = -2.7$  a  $4.9$  y  $A/CNK (Al_2O_3 / [CaO - (1.67 \times P_2O_5) + Na_2O + K_2O]_{molar}) = 0.370-0.793$ ; (B) un carácter calcoalcalino, con afinidad de granitoides

magnesianos; (C) arreglos lineales en diagramas de Harker de elementos mayores y traza que indican procesos de cristalización fraccionada; (D) patrones de REE, normalizados a condrita, enriquecidos en REE ligeras, en general con ausencia de anomalías de Eu, empobrecimiento en REE medianas y un patrón plano de REE pesadas. No se observa un patrón general de incremento de REE con el aumento de  $\text{SiO}_2$ ; (E) patrones multi-elementos, normalizados a manto primordial, con anomalías negativas de Nb, Ta, Ti y P y un enriquecimiento en U y Pb.

Adicionalmente, los complejos intrusivos de ambos sectores tienen características geoquímicas de granitoides tipo I, los cuales tradicionalmente han sido considerados como generados en un ambiente de arco a partir de la fusión parcial de protolitos ígneos. Sin embargo, las rocas del CICO se distinguen de los granitoides de tipo I por contenidos altos de Ba ( $\geq 500$  ppm) y Sr ( $\geq 300$  ppm), y bajos de Y, HREE, Rb, Zr y Th, lo que se traduce en valores altos de La/Yb (10-115), Sr/Y (16-170) y K/Rb, una característica que ha sido identificada en algunos granitoides caledonianos tardíos. Esta firma geoquímica ha sido explicada por la fusión parcial durante fases post-orogénicas, de manto litosférico enriquecido por eventos previos de magmatismo. Durante el ascenso, la composición de los magmas generados de esta manera fue modificada por procesos de cristalización fraccionada y asimilación variable de material cortical, derivándose así las rocas más diferenciadas.

A partir del comportamiento de elementos trazas en las rocas del CICO, se evaluó la efectividad de procesos de diferenciación como Cristalización Fraccionada (Fractional Crystallization, FC) y Asimilación-Cristalización Fraccionada (Assimilation-Fractional Crystallization, AFC). En el modelado AFC propuesto para el CICO-E, se demostró que a partir de una fuente máfica y por lo menos un componente cortical, es capaz de desarrollar el arreglo de la gran variedad litológica del Complejo Intrusivo El Peñuelo, además, debido a la alta dispersión y ya que los valores de las muestras del Complejo Intrusivo Rocamontes no se ajustan plenamente a estos procesos de diferenciación magmática, se infiere que mecanismos complejos como reinyección de magmas o contaminación de diferentes polos composicionales, pudieron llevarse a cabo en la generación de las rocas de este intrusivo. Por su parte, para las rocas del CICO-W, el modelado revela que la operación de un proceso AFC de un líquido máfico y un asimilante consistente en roca encajonante es capaz de reproducir el arreglo en las rocas de esta porción del cinturón, confirmando el papel activo de la roca encajonante en la evolución magmática del CICO-W.

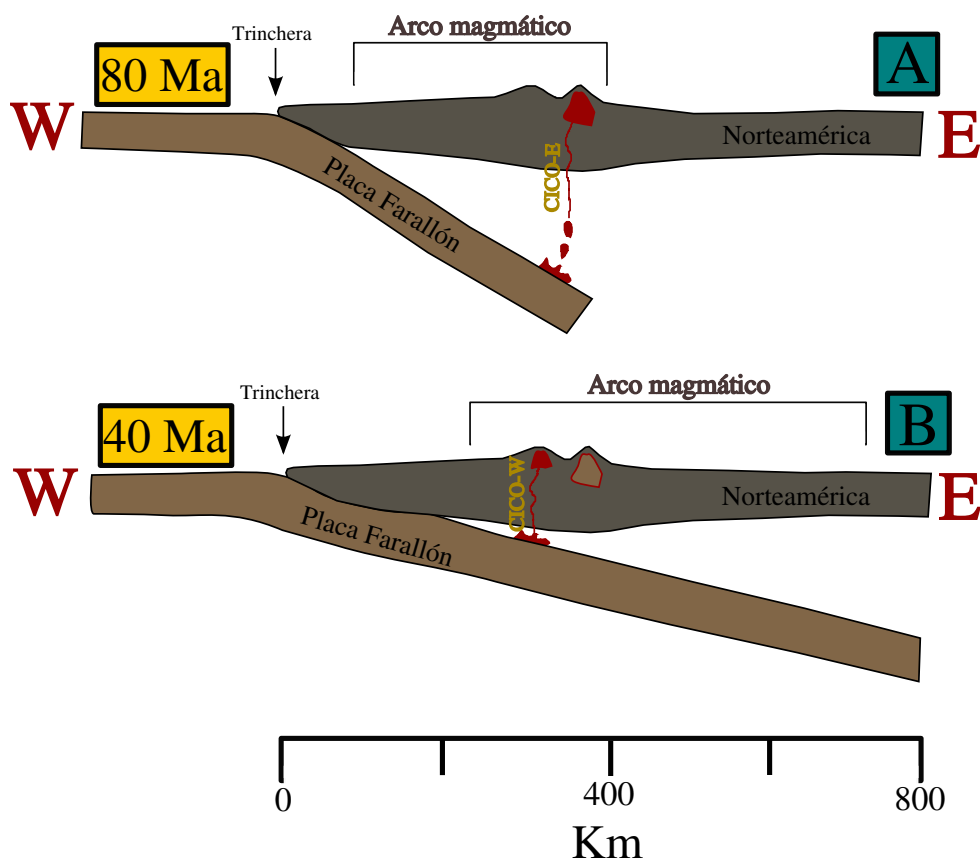
A partir de las relaciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para las rocas del CICO, se ha determinado que, por lo general, son semejantes a los valores que se incluyen en el arreglo del manto. Sin embargo, las rocas del CICO-W tienden a presentar valores enriquecidos en  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (0.7044 a 0.7077) y empobrecidos en  $\epsilon\text{Nd}_i$  (-2.2 a +2.1), comparadas con las

muestras obtenidas del CICO-E:  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7034\text{--}0.7040$ ;  $\varepsilon\text{Nd}_i = 2.9$  a  $+5.9$ . Además, para cada sector del CICO se configuró una línea de mezcla entre dos componentes (manto-corteza) que pueden explicar el origen y la variación isotópica de cada serie de rocas en términos de un proceso de contaminación cortical. Con el fin de robustecer esta teoría, se configuraron modelos involucrando las relaciones isotópicas de Sr en donde se sugieren que predomina el fenómeno de cristalización fraccionada del magma con respecto a la asimilación de un componente cortical isotópicamente semejante y un magma parental diferente para cada sector del CICO.

Las diferencias petrográficas, químicas e isotópicas observadas en los dos sectores del CICO, pueden ser explicadas a partir de magmas iniciales distintos, originados del manto metasomatizado, los cuales sufrieron procesos de cristalización fraccionada, en donde pudo haber ocurrido diferentes grados de asimilación de la roca encajonante de la cámara y/o de los conductos por los que ascendió, produciendo cambios en las relaciones isotópicas iniciales del magma. Adicionalmente, los magmas que originaron ambos sectores del CICO sufrieron procesos de mezcla incompleta, evidenciado por estructuras de magma-mingling (enclaves MME).

De acuerdo a la información generada en relación al CICO y al marco geológico regional, se propone que los plutones se derivaron por fusión parcial de un manto enriquecido, un ascenso de magma a través de fallas, con asimilación de material cortical en dos etapas, de acuerdo con el modelo clásico de la región: (A) la primera en el CICO-E: ocurrida en el Cretácico Tardío, a partir de un ángulo de subducción de la placa Farallón alto, con respecto a Norteamérica y (B) la segunda en el CICO-W: durante la somerización máxima del ángulo de la placa Farallón en relación con la placa Norteamericana, ocurrida en el Eoceno (Figura 6.1). Lo anterior, permite definir que el CICO esta formado por dos grupos de intrusivos, producto de distintos eventos tectonomagmáticos.





**Figura 6.1:** Modelos conceptuales propuestos sobre el origen del CICO, originándose por fusión parcial de un manto enriquecido con asimilación de material cortical en dos etapas: (A) En el CICO-E, a partir de un ángulo de subducción de la placa Farallón alto, con respecto a Norteamérica en el Cretácico Tardío y (B) En el CICO-W, durante la somerización máxima del ángulo de la placa Farallón en relación con la placa Norteamericana, ocurrida en el Eoceno.

# Bibliografía

---

- Aguirre-Díaz, G., Mc Dowell, F. (1991)** The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), pp. 13373–13388.
- Aguirre-Díaz, G., Mc Dowell, F. (1993)** Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 105(11), pp. 1435–1444.
- Albarède, F. (1996)** Introduction to geochemical modeling. Cambridge University Press. Cambridge, U.K., 543 pp.
- Albrecht, A., Goldstein, S. (2000)** Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3), pp. 255–273.
- Allègre, C. (2008)** Isotope geology. Cambridge University Press. Cambridge, U.K., 512 pp.
- Aranda-Gómez, J., Luhr, J., Housh, T., Connor, C., Becker, T., Henry, C. (2003)** Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 115(3), pp. 298–313.
- Aranda-Gómez, J., Luhr, J., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G. (2005)** El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), pp. 187–225.
- Arriaga-Meléndez, H. (1977)** Estudio geológico-geoquímico del área de Rocamontes y área de El Rabioso. *Consejo de Recursos Minerales, Seminario sobre exploración geológico-minera*, 6, pp. 413–431.
- Atherton, M., Ghani, A. (2002)** Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62(3–

4), pp. 65–85.

**Bacon, C., Druitt, T. (1986)** Petrologic evidence for recharge and convective mixing in the magma chamber of Mount Mazama before its catastrophic zoned eruption and the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *Papers and Proceedings of the General Meeting. International Mineralogical Association*, 48 pp.

**Balderas-Toral, R. (2006)** Isostasia y la estructura cortical en el margen continental del occidente del Golfo de México. Tesis de Maestría, CICESE. 93 pp.

**Barboza-Gudiño, J., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P. (2004)** Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), pp. 299–319.

**Barth, T. (1952)** Theoretical petrology: a textbook on the origin and the evolution of rocks. Wiley. New York, U.S.A., 387 pp.

**Beckhoff, B., Langhoff, N., Kanngiefer, B., Wedell, R., Wolff, H. (2006)** Handbook of practical X-ray fluorescence analysis. Springer-Verlag. Berlin, Germany, 876 pp.

**Bergeat, A. (1910)** La granodiorita de Concepción del Oro en el estado de Zacatecas y sus formaciones de contacto. *Boletín del Instituto de Geología de México*, 27, pp. 1–26.

**Best, M. (2003)** Igneous and metamorphic petrology (2nd edition.). Blackwell Publishing. Oxford, U.K., 729 pp.

**Birck, J., Allègre, C. (1978)** Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the  $^{87}\text{Rb}$   $^{87}\text{Sr}$  method. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(1), pp. 37–51.

**Bohrson, W., Reid, M. (1995)** Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico: trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow ocean crust. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12), pp. 24555–24576.

**Bohrson, W., Spera, F. (2001)** Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation–fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *Journal of Petrology*, 42(5), pp. 1019–1041.

**Böse, E. (1923)** Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico. *American Journal of Science*, 5, pp. 127–136.

- Böse, E., Cavins, O. (1928)** The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico. *The University of Texas Bulletin*, 27, pp. 7–142.
- Boynton, W. (1984)** Cosmochemistry of the rare earth elements: The dilemma meteorite studies. In Henderson, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp. 63–114.
- Briqueu, L., Lancelot, J. (1979)** Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 43(3), pp. 385–396.
- Brown, E., Edmond, J., Raisbeck, G., Bourles, D., Yiou, F. (1992)** Beryllium isotope geochemistry in tropical river basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(4), pp. 1607–1624.
- Brown, G., Thorpe, R., Webb, P. (1984)** The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), pp. 413–426.
- Brownlow, A. (1996)** Geochemistry. Prentice Hall. New York, U.S.A., 508 pp.
- Burckhardt, C. (1906a)** Géologie de la sierra de Concepción del Oro. X Congreso Geológico Internacional, Guía de excursión, 24 pp.
- Burckhardt, C. (1906b)** Géologie de la sierra de Mazapil et Santa Rosa. X Congreso Geológico Internacional, Guía de excursión, 40 pp.
- Burckhardt, C. (1907)** Sobre las rocas fosforíticas de las Sierras de Mazapil y Concepción del Oro, Zacatecas. *Parergones, Instituto de Geología de México*, 2(1), pp. 63–67.
- Buseck, P. (1962)** Contact metasomatic deposit at Concepcion del Oro, Mexico; Tem Piute, Nevada and Silver Bell, Arizona. Doctoral Thesis, University of Columbia, 254 pp.
- Buseck, P. (1966)** Contact metasomatism and ore deposition: Concepción del Oro. *Economic Geology*, 61, pp. 97–136.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H., Harrison, C. (2000a)** Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: Structure and deformation history of the Tierra Caliente region. *The Journal of Geology*, pp. 427–446.
- Cabral-Cano, E., Lang, H., Harrison, C. (2000b)** Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), pp. 443–457.

- Cameron, K., Bagby, W., Cameron, N. (1980a)** Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(3), pp. 271–284.
- Cameron, K., Cameron, N., Bagby, W., Moll, E., Drake, R. (1980b)** Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology*, 8(2), pp. 87–91.
- Cameron, K., Hanson, G. (1982)** Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(9), pp. 1489–1503.
- Cameron, K., Nimz, G., Kuentz, D., Niemeyer, S., Gunn, S. (1989)** Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico: a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), pp. 7817–7840.
- Cameron, K., Robinson, J., Niemeyer, S., Nimz, G., Kuentz, D., Harmon, R., Bohlen, S., Collerson, K. (1992)** Contrasting styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), pp. 17353–17376.
- Campa-Uranga, M., Coney, P. (1983)** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), pp. 1040–1051.
- Cantagrel, J., Robin, C. (1979)** K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1-2), pp. 99–114.
- Castro-Reino, S. (2004)** Intrusion-related mineralization in the central sector of the Sierra Madre Oriental, Mexico. Doctoral Thesis, University of Arizona, 386 pp.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F. (1993)** Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern, Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21(5), p. 419.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G. (1997)** Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), pp. 244–260.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. (2008)** The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Clift, P. and Scholl, D, eds, Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper*, 436, pp. 279–308.

- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G. (2011)** Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*, 457, pp. 294–322.
- Chase, C. (1981)** Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), pp. 277–284.
- Chase, T. (1909)** Concepcion del Oro district, Mexico. *Mining World*, 31, pp. 17–24.
- Chauvel, C., Hofmann, A., Vidal, P. (1992)** HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4), pp. 99–119.
- Chávez-Cabello, G. (2005)** Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas. Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, UNAM. 266 pp.
- Chávez-Cabello, G., Lozano-Serna, J., Medina-Ferrusquia, H., Valencia-Moreno, M., Velasco-Tapia, F., Montalvo-Arrieta, J., Yutisis, V., Navarro-De León, I. (2007)** Cartografía e historia de emplazamiento del complejo intrusivo El Peñuelo, en los límites de los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Coahuila y Nuevo León. *GEOS*, 27(B8), p. 171.
- Chávez-Cabello, G., Velasco-Tapia, F., Sosa-Valdés, R., Weber, B., Valencia-Moreno, M. (2010)** Implicaciones tectónicas de la geocronología y geoquímica del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas. *GEOS*, 30, p. 219.
- Clark, K., Foster, C., Damon, P. (1982)** Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 93(6), pp. 533–544.
- Coney, P., Reynolds, S. (1977)** Flattening of the Farallon slab. *Nature*, 270, pp. 403–406.
- Cox, K., Bell, J., Pankhurst, R. (1979)** The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin Ltd., London, U.K., 450 pp.
- Cross, W., Idding, J., Pirsson, L., Washington, H. (1902)** A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *The Journal of Geology*, 10(6), pp. 555–690.
- Damon, P., Shafiqullah, M., Clark, K. (1981)** Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), pp. 223–238.
- De Cserna, Z. (1956)** Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional, Reporte Técnico, 87 pp.



- De la Garza-Grimaldo, M. (2010)** Estudio petrográfico y geoquímico de la parte sur del Intrusivo Rocamontes. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 103 pp.
- De Paolo, D. (1980)** Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(8), pp. 1185–1196.
- De Paolo, D. (1981)** Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), pp. 189–202.
- De Paolo, D. (1985)** Isotopic studies of processes in mafic magma chambers I: The Kiglapait Intrusion, Labrador. *Journal of Petrology*, 26(4), pp. 925–951.
- De Paolo, D. (1988)** Neodymium isotope geochemistry: an Introduction. Springer-Verlag. Berlin & New York, 187 pp.
- De Paolo, D., Wasserburg, G. (1976a)** Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}$ - $^{144}\text{Nd}$ . *Geophysical Research Letters*, 3(12), pp. 743–746.
- De Paolo, D., Wasserburg, G. (1976b)** Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5), pp. 249–252.
- Delgado-García, S., Morales-Acosta, G. (2010)** Cartografía y análisis estructural del Intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 151 pp.
- Demant, A., Robin, C. (1975)** Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista del Instituto de Geología*, 7, pp. 70–83.
- Dickin, A. (2005)** Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 492 pp.
- Dickinson, W., Lawton, T. (2001)** Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(9), pp. 1142–1160.
- Eguiluz de Antuñano, S., Marrett, R., Aranda García, M. (2000)** Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), pp. 1–26.
- Ellam, R., Menzies, M., Hawkesworth, C., Leeman, W., Rosi, M., Serri, G. (1988)** The transition from calc-alkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian Islands, southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 50(6), pp. 386–398.

- Elliott, T., Zindler, A., Bourdon, B. (1999)** Exploring the kappa conundrum: the role of recycling in the lead isotope evolution of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 169(1-2), pp. 129–145.
- Faure, G. (1986)** Principles of isotope geochemistry. John Wiley & Sons. New York, U.S.A., 897 pp.
- Faure, G., Mensing, T. (2005)** Isotopes: principles and applications. John Wiley & Sons. New York, U.S.A., 849 pp.
- Fears, D. (1985)** A corrected CIPW norm program for interactive use. *Computer & Geoscience*, 11, pp. 787–797.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J. (2002)** Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4), pp. 1035–1047.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A. (2005)** Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), pp. 343–378.
- Fowler, M., Henney, P. (1996)** Mixed Caledonian Appinite magmas: Implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(1), pp. 199–215.
- Fowler, M., Henney, P., Darbyshire, D., Greenwood, P. (2001)** Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of the Geological Society*, 158(3), pp. 521–534.
- Fowler, M., Kocks, H., Darbyshire, D., Greenwood, P. (2008)** Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, 105(1-2), pp. 129–148.
- Frost, B., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., Frost, C. (2001)** A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), pp. 2033–2048.
- Frost, B., Frost, C. (2008)** A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), pp. 1955–1969.
- Galer, S., Goldstein, S. (1996)** Influence of accretion on lead in the Earth. *Basu, A & Hart, S (Eds): Earth processes: reading the isotopic code, American Geophysical Union*, 95, pp. 75–98.
- García-Abdeslem, J. (2008)** 3D forward and inverse modeling of total-field magnetic anomalies caused by a uniformly magnetized layer defined by a linear combination of 2D Gaussian functions. *Geophy-*

*sics*, 73(1), pp. L11–L18.

**Gilmer, A., Clark, K., Conde, J., Hernández, I., Figueroa, J., Porter, E. (1988)** Sierra de Santa Maria, Velardeña mining district, Durango, Mexico. *Economic Geology*, 83(8), pp. 1802–1829.

**Glazner, A. (1984)** A short CIPW norm. *Computer & Geoscience*, 10, pp. 449–450.

**Goldhammer, R., Lehmann, P., Todd, R., Wilson, J., Ward, W., Johnson, C. (1991)** Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. A field guidebook: Houston, Texas, Gulf Coast Section. Society of Sedimentary Geology, 68 pp.

**Goldhammer, R. (1999)** Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 340, pp. 1–56.

**Goldstein, S., O’nions, R., Hamilton, P. (1984)** A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2), pp. 221–236.

**Gomberg, J., Priestley, K., Masters, T., Brune, J. (1988)** The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico: La structure de la croûte et du manteau sup dans le Nord du Mexique. *Geophysical Journal*, 94(1), pp. 1–20.

**Gomberg, J., Priestley, K., Brune, J. (1989)** The compressional velocity structure of the crust and upper mantle of northern Mexico and the border region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5), pp. 1496–1519.

**Gómez-Alejandro, A., Martínez-Limas, N. (2008)** Formación San Felipe; Caracterización mineralógica y geoquímica de rocas clásticas en el N de la Sierra Madre Oriental, NE de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 148 pp.

**Gómez-Alejandro, C., González-Aguilar, J. (2010)** Análisis temporal y estructural, mecanismos de ascenso y emplazamiento del intrusivo Concepción del Oro, Zacatecas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 142 pp.

**Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L. (2005)** Petrogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), pp. 227–283.

**González-Guzmán, R. (2009)** Estudio petrográfico y geoquímico del intrusivo El Peñuelo (Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Zacatecas). Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 137 pp.

- González-Guzmán, R., Velasco-Tapia, F., Chávez-Cabello, G., Valencia-Moreno, M. (2009)** Estudio petográfico y geoquímico del intrusivo El Peñuelo, Noreste de México. *GEOS*, 29(B8), p. 181.
- Govindaraju, K. (1994)** Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, 18(2), pp. 1–158.
- Gray, G., Johnson, C. (1995)** Structural and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey Corridor: A field guidebook. En AAPG Annual Convention, Houston, Texas, pp. 1–17.
- Guevara, M., Verma, S., Velasco-Tapia, F., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P. (2005)** Comparison of Linear Regression Models for Quantitative Geochemical Analysis: An Example Using X-Ray Fluorescence Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(3), pp. 271–284.
- Gunderson, R., Cameron, K., Cameron, M. (1986)** Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: Geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area. *Bulletin of the Geological Society of America*, 97(6), pp. 737–753.
- Hart, S., Hauri, E., Oschmann, L., Whitehead, J. (1992)** Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence. *Science*, 256(5056), pp. 517–5200.
- Hausback, B. (1984)** Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In *Geology of the Baja California Peninsula, Frizzel V (ed): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Annual Convention, San Diego*, 39, pp. 219–236.
- Hawkesworth, C., Norry, M., Roddick, J., Vollmer, R. (1979)**  $^{87}\text{Rb}$   $^{87}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}$   $^{144}\text{Nd}$  ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature*, 280, pp. 28–31.
- Hawkesworth, C., Van Calsteren, P. (1984)** Radiogenic isotopes-some geological applications. *Rare Earth Element Geochemistry*, pp. 375–421.
- Hawkesworth, C., Mantovani, M., Taylor, P., Palacz, Z. (1986)** Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 322, pp. 356–359.
- Henry, C., Price, J. (1986)** Early Basin and Range development in Trans-Pecos Texas and adjacent Chihuahua: magmatism and orientation, timing, and style of extension. *Journal of Geophysical Research*, 91(B6), pp. 6213–6224.

- Henry, C., Fredrikson, G. (1987)** Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Map and Chart Series*, (MCH063).
- Henry, C., Price, J., James, E. (1991)** Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas and Mexico: transition from continental arc to intraplate extension. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), pp. 13545–13560.
- Henry, C., Aranda-Gómez, J. (2000)** Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range, extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318(1-4), pp. 1–26.
- Hernández-Bernal, M., Tolson, G., Solís-Pichardo, G. (2000)** Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelado de sistemas isotópicos Parte II. *GEOS*, 20(2), pp. 107–118.
- Hernández-Pérez, I., Vélez-López, J., Pascacio-Toledo, R. (1997)** Texto guía Carta Magnética de Campo Total Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250000). Consejo de Recursos Minerales, 27 pp.
- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988)** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), pp. 455–489.
- Hofmann, A., Hart, S. (1978)** An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1), pp. 44–62.
- Hofmann, A., White, W. (1980)** The role of subducted oceanic crust in mantle evolution. *Year Book Carnegie Inst Washington*, 79, pp. 477–483.
- Hofmann, A., White, W. (1983)** Ba, Rb, and Cs in the Earth's mantle. *Zeitschrift Naturforschung Teil A*, 38, p. 256.
- <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de> (GEOROC) .**
- <http://www.conabio.gob.mx/> (CONABIO) .**
- <http://www.earthref.org/GERM/> (GERM) .**
- <http://www.geofisica.unam.mx/infra/lugis/> (UNAM) .**
- <http://www.maps-of-mexico.com/zacatecas> (maps-of-mexico) .**
- <http://www.rproject.org/> (R-project) .**

- Hutchison, C. (1974)** Laboratory handbook of petrographic techniques. John Wiley & Sons. New York, U.S.A., 527 pp.
- I Draper-Melgarejo, J. (2003)** Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Universitat de Barcelona. Barcelona, España, 449 pp.
- Imlay, R. (1936)** Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; Part 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin*, 47(7), pp. 1091–1152.
- Imlay, R. (1937)** Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 48(5), pp. 587–630.
- Imlay, R. (1938)** Studies of the Mexican geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*, 49(11), pp. 1651–1694.
- INEGI (2000)** Foto 1:10000, Sierra Madre Oriental, programa GEMA.
- Ingersoll, R., Fullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., Sares, S. (1984)** The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), pp. 103–116.
- Irvine, T., Baragar, W. (1971)** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), pp. 523–548.
- James, E., Henry, C. (1991)** Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), pp. 13561–13575.
- Janoušek, V., Farrow, C., Erban, V. (2006)** Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), pp. 1255–1259.
- Jasso-Saldaña, J. (2010)** Estudio petrográfico y geoquímico de la parte norte del Intrusivo Rocamontes. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 100 pp.
- Johannsen, A. (1931)** A descriptive petrography of the igneous rocks: Introduction, textures, classifications and glossary. University of Chicago Press. Chicago, U.S.A., 111 pp.
- Jones, N., McKee, J., Anderson, T., Silver, L. (1995)** Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. *Geological Society of America Special Papers*, 301, pp. 179–190.



- Kamber, B., Collerson, K. (1999)** Origin of ocean island basalts: a new model based on lead and helium isotope systematics. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 25479–25491.
- Keith, S. (1978)** Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. *Geology*, 6(9), pp. 516–521.
- Kelemen, P. (1995)** Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(1), pp. 1–19.
- Kelsey, C. (1965)** Calculation of the CIPW norm. *Mineralogical Magazine*, 34(270), pp. 276–282.
- Keppie, J., Ortega-Gutierrez, E. (1995)** Provenance of Mexican terranes: isotopic constraints. *International Geology Review*, 37(9), pp. 813–824.
- Keppie, J. (2004)** Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46(9), pp. 765–794.
- Kramers, J., Tolstikhin, I. (1997)** Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology*, 139(1-4), pp. 75–110.
- Krieger, P. (1940)** Bornite-Klaprotholite relations at Concepcion del Oro, Mexico. *Economic Geology*, 35(6), pp. 687–697.
- Krogh, T., Hurley, P. (1968)** Strontium isotope variation and whole-rock isochron studies, Grenville Province of Ontario. *Journal of Geophysical Research*, 73(22), pp. 7107–7125.
- Krummenacher, D., Gastil, R., Bushee, J., Doupont, J. (1975)** K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges batholith, southern California and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, 86(6), pp. 760–768.
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982)** Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2), pp. 169–186.
- Lameyre, J., Bonin, B. (1991)** Granites in the main plutonic series. *Enclaves and Granite Petrology: Development in Petrology*, 13, pp. 3–17.
- Lapierre, H., Ortiz, L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J. (1992)** A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 108(1-3), pp. 61–77.

- Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Ochoa-Camarillo, H., López, R., Sampson, D. (1999)** U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1-2), pp. 73–99.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986)** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), pp. 745–750.
- Le Maitre, R. (1976)** The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17(4), pp. 589–598.
- Le Maitre, R. (1982)** Numerical petrology: Statistical interpretation of geochemical data. Elsevier Science & Technology. Amsterdam & New York, 281 pp.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H. (2002)** A classification of igneous rocks and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 252 pp.
- Lee-Moreno, J., Ramos-Durán, J. (1958)** Informe sobre el reconocimiento geológico-geoquímico en el Cerro Pedregoso y Cerro Gordo en los límites de los estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas. Consejo de Recursos Naturales No Renovables: Reporte interno, 7 pp.
- Leshner, C. (1990)** Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature*, 344, pp. 235–237.
- Lozano-Serna, J. (2010)** Análisis estructural y modelo de emplazamiento del intrusivo El Peñuelo, Concepción del Oro, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 139 pp.
- Lugmair, G., Marti, K. (1978)** Lunar initial  $^{143}\text{Nd}$   $^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), pp. 349–357.
- Luhr, J., Henry, C., Housh, T., Aranda-Gómez, J., McIntosh, W. (2001)** Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), pp. 760–773.
- Mackenzie, W., Guilford, C. (1996)** Atlas de petrografía: Minerales formadores de rocas en lámina delgada. Masson, Barcelona, España, 415 pp.

- Mackenzie, W., Donaldson, C., Guilford, C. (1996)** Atlas de rocas ígneas y sus texturas. Masson, Barcelona, España, 216 pp.
- Mahoney, J., Nicollet, C., Dupuy, C. (1991)** Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), pp. 350–363.
- Maniar, P., Piccoli, P. (1989)** Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), p. 635.
- Mapes-Vázquez, E., Zamora-Montero, S., Gerónimo-Godoy, J. (1964)** Geología y yacimientos minerales del distrito de Concepción del Oro y Avalos, Zacatecas. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Publicación 10E, 133 pp.
- Marrett, R., Aranda-García, M. (1999)** Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, México. Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental; Monterrey and Saltillo areas; northeastern Mexico. *A field book and related papers South Texas Geological Society*, pp. 69–98.
- Martín-Barajas, A. (2000)** Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, pp. 72–83.
- Martínez-Ramos, A. (1986)** Estudio geológico-minero preliminar del área de El Pedregoso, municipio de Saltillo, Coahuila. Consejo de Recursos Minerales. Reporte interno, 13 pp.
- Martínez-Ramos, C. (1988)** Estudio geológico-minero regional del área de Matehuapil, municipios de El Salvador, Zacatecas y Saltillo, Coahuila. Consejo de Recursos Minerales. Reporte interno, 120 pp.
- Martínez-Ramos, C., Rivera-Martínez, J. (1992)** Síntesis de la exploración geológico-minera realizadas por el COREMI en la reserva minera nacional Alicia, localizada en los municipios de Concepción del Oro, Zacatecas y Saltillo, Coahuila. Durante el periodo de septiembre de 1977 a febrero de 1991. Consejo de Recursos Minerales. Reporte interno, 38 pp.
- Martínez-Silva, H. (en proceso)** Análisis estructural y relación de emplazamiento y deformación del intrusivo La Pachona, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.
- Martínez-Vacio, P. (1973)** Levantamiento geoquímico regional de los alrededores del distrito Concepción del Oro, Zacatecas, Zona Oriente. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Reporte interno, 42 pp.

- Mauger, R. (1981)** Geology and petrology of the central part of the Calera–Del Nido block, Chihuahua, Mexico. Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, 13, pp. 205–242.
- Mc Culloch, M., Wasserburg, G. (1978)** Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, 200(4), pp. 1003–33.
- Mc Dowell, F., Keizer, R. (1977)** Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), pp. 1479–1487.
- Mc Dowell, F., Wark, D., Aguirre-Díaz, G. (1990)** The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 22(3), pp. 366–379.
- Mc Dowell, F., Mauger, R. (1994)** K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua state, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 106(1), pp. 118–132.
- Mc Dowell, F., Housh, T., Wark, D. (1999)** Nature of the crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tomóchic volcanic center. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6), pp. 823–830.
- Mc Dowell, F., Roldán-Quintana, J., Connelly, J. (2001)** Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), pp. 521–531.
- Mc Kenzie, D., O’Nions, R. (1983)** Mantle reservoirs and Ocean Island Basalts. *Nature*, 301, pp. 229–231.
- McDonough, W. (1990)** Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1), pp. 1–18.
- McDonough, W., Sun, S., Ringwood, A., Jagoutz, E., Hofmann, A. (1992)** Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), pp. 1001–1012.
- Medina-Ferrusquía, H., Yutis, V., Chávez-Cabello, G., López-Loera, H. (2009)** Análisis del efecto del basamento (geometría y reactivación) sobre los estilos estructurales del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental, NE de México, utilizando datos aeromagnéticos. *GEOS*, 22, pp. S9–052.

- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarede, F. (1985)** Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(2), pp. 601–610.
- Middlemost, E. (1975)** The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4), pp. 337–364.
- Middlemost, E. (1985)** Magmas and magmatic rocks. Longman. London, U.K., 372 pp.
- Middlemost, E. (1989)** Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1), pp. 19–26.
- Mielke, P., Winkler, H. (1979)** Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, pp. 471–480.
- Milner, S., Le Roex, A. (1996)** Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4), pp. 277–291.
- Moran-Zenteno, D., Wilson, J., Sánchez-Barreda, L. (1994)** The geology of the Mexican Republic. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, U.S.A., 39 pp.
- Mújica-Mondragón, M., Jacobo-Albarrán, J. (1983)** Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México. Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, Reporte Inédito.
- Neumann, W., Huster, E. (1976)** Discussion of the  $^{87}\text{Rb}$  half-life determined by absolute counting. *Earth and Planetary Science Letters*, 33(2), pp. 277–288.
- Nick, K. (1988)** Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko). Doktorarbeit. Universität Karlsruhe, Deutschland, 167 pp.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez, S., Camprubí-Cano, A. (2005)** La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), pp. 285–318.
- O' Neill, H., Palme, H. (1998)** Composition of the silicate Earth: Implications for accretion and core formation: The Earth's Mantle: Composition, Structure and Evolution. Cambridge University Press. Cambridge, U.K., 567 pp.

- O'Hara, M., Mathews, R. (1981)** Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *Journal of the Geological Society*, 138(3), pp. 237–277.
- Ohmoto, H., Hart, S., Holland, H. (1966)** Studies in the Providencia area, Mexico;[Part] 2, K-Ar and Rb-Sr ages of intrusive rocks and hydrothermal minerals. *Economic Geology*, 61(7), p. 1205.
- O'Nions, R., McKenzie, D. (1988)** Melting and continent generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4), pp. 449–456.
- Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Petrone, C. (2003)** The eastern alkaline province (Mexico) revised: Geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz state. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35(4), p. 58.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978)** El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de La Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 2(1), pp. 19–30.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E. (1995)** Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), pp. 1127–1130.
- Padilla y Sánchez, R. (1982)** Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. Doctoral Thesis. University of Texas at Austin, 352 pp.
- Padilla y Sánchez, R. (1986)** Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25(1), pp. 157–206.
- Palme, H., Nickel, K. (1985)** Ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(10), pp. 2123–2132.
- Pantoja-Alor, J., Rincón-Orta, C., Solorio, J., Fries, C. (1967)** Edad de tres rocas intrusivas de la parte centro-septentrional de México. Universidad Nacional Autónoma de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 82, pp. 7–23.
- Papanastassiou, D., Wasserburg, G. (1968)** Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, pp. 361–376.



- Pearce, J. (1996)** Sources and settings of granitic rocks. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 19(4), pp. 120–125.
- Pearce, J. (1983)** The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. *Continental basalts and mantle xenoliths Nantwich, Shiva*, pp. 230–249.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. (1984)** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983.
- Peucat, J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Condie, K. (1989)** Sr, Nd, and Pb isotopic systematics in the archaean low-to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites. *The Journal of Geology*, 97(5), pp. 537–549.
- Philpotts, A. (1989)** Petrography of igneous and metamorphic rocks. Prentice Hall. New Jersey, U.S.A., 178 pp.
- Pindell, J., Kennan, L. (2002)** Exploration framework atlas series, Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico. Tectonic Analysis. West Sussex, U.K., 47 pp.
- Pinto-Linares, P., Levresse, G., Tritlla, J., Valencia, V., Torres-Aguilera, J., González, M., Estrada, D. (2008)** Transitional adakite-like to calc-alkaline magmas in a continental extensional setting at La Paz Au-Cu skarn deposits, Mesa Central, Mexico: metallogenic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), pp. 39–58.
- Plank, T. (2005)** Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5), pp. 921–944.
- Plank, T., Langmuir, C. (1998)** The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3-4), pp. 325–394.
- Powell, R. (1984)** Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society*, 141(3), pp. 447–452.
- Puchner, H., Holland, H. (1966)** Studies in the Providencia area, Mexico;[Part] 3, Neutron activation analyses of fluid inclusions from Noche Buena. *Economic Geology*, 61(8), pp. 1390–1398.
- Qian, Q., Chung, S., Lee, T., Wen, D. (2003)** Mesozoic high-Ba–Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova*, 15(4), pp. 272–278.

- Quezadas-Flores, A. (1961)** Las rocas del basamento de la cuenca de Tampico-Misantla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, (13), pp. 289–232.
- Ragland, P. (1989)** Basic analytical petrology. Oxford University Press. New York. U.S.A., 369 pp.
- Ramírez-Peña, C. (2011)** Cartografía y análisis estructural del intrusivo Santa Rosa, Concepción del Oro, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.
- Riddle, C. (1993)** Analysis of geological materials. Marcel Dekker. New York, U.S.A., 463 pp.
- Rittmann, A. (1973)** Stable mineral assemblages of igneous rocks: a method of calculation. Springer. New York, U.S.A., 262 pp.
- Roberts, M., Clemens, J. (1995)** Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(2), pp. 139–147.
- Rocholl, A., Jochum, K. (1993)** Th, U and other trace elements in carbonaceous chondrites: Implications for the terrestrial and solar-system Th/U ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1-2), pp. 265–278.
- Roegge, J., Logsdon, M., Young, H., Barr, H., Borcsik, M., Holland, H. (1974)** Halogens in apatites from the Providencia area, Mexico. *Economic Geology*, 69(2), pp. 229–240.
- Rogers, C., De Cserna, Z., Tavera, E., Ulloa, S. (1956)** General geology and phosphate deposits of Concepción del Oro district, Zacatecas, Mexico. Geological Survey Bulletin: Document 1037-A. Boulder, CO, U.S.A., 102 pp.
- Rogers, C., de Cserna, Z., Tavera-Amezcu, E., Vloten, R., Ojeda-Rivera, J. (1961)** Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila. *Boletín del Consejo de Recursos Naturales No Renovables*, 56, pp. 332–428.
- Rogers, C., van Vloten, R., Ojeda-Rivera, J., Tavera, E., de Cserna, Z. (1963)** Plutonic rocks of northern Zacatecas and adjacent areas, Mexico. *US Geological Survey Professional Paper*, 475-C, pp. C7–C10.
- Rogers, C., van Vloten, R., Ojeda-Rivera, J., Tavera, E., de Cserna, Z. (1964)** Rocas plutónicas del Norte de Zacatecas y áreas adyacentes, México. *Geología y Metalurgia*, 2(9), pp. 56–63.
- Roldán-Quintana, J. (1991)** Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora. Studies of Sonoran Geology. *Geological Society of America Special Paper*, 254,

pp. 19–36.

**Rollinson, H. (1993)** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. Essex, U.K., 352 pp.

**Rollinson, H. (2007)** Early Earth systems: a geochemical approach. Wiley-Blackwell. Oxford, U.K., 285 pp.

**Rudnick, R., Cameron, K. (1991)** Age diversity of the deep crust in northern Mexico. *Geology*, 19(12), pp. 1197–1200.

**Rudnick, R., Gao, S. (2003)** Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, pp. 1–64.

**Ruiz, J., Patchett, P., Arculus, R. (1988a)** Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths: Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1), pp. 36–43.

**Ruiz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F. (1988b)** Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100(2), pp. 274–281.

**Rye, R. (1966)** The carbon, hydrogen, and oxygen isotopic composition of the hydrothermal fluids responsible for the lead-zinc deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 61(8), pp. 1399–1427.

**Rye, R., O’Neil, J. (1968)** The  $O^{18}$  content of water in primary fluid inclusions from Providencia, north-central Mexico. *Economic Geology*, 63(3), pp. 232–238.

**Rye, R., Haffty, J. (1969)** Chemical composition of the hydrothermal fluids responsible for the lead-zinc deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 64(6), pp. 629–643.

**Sawkins, F. (1964)** Lead-zinc ore deposition in the light of fluid inclusion studies, Providence Mine, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 59(5), pp. 883–919.

**Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T. (1994)** Composition and Sm—Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118(1-4), pp. 63–84.

**Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. (1993)** Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America. Boulder, CO, U.S.A., 153 pp.

- SGM (2000a)** Carta geológico-minera Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250000). Zacatecas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí. *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- SGM (2000b)** Carta magnética de campo total Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250000). Zacatecas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí. *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- SGM (2004a)** Carta geológica-minera Presa de San Pedro G14-C63. (Escala 1:50000). Coahuila-Zacatecas. *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- SGM (2004b)** Carta geológica-minera Concepción del Oro G14-C62. (Escala 1:50000). Zacatecas-Coahuila. *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- SGM (2004c)** Carta geológico-minera El Salvador G14-C64. (Escala 1: 50000). *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- SGM (2005)** Carta geológico-minera El Salado G14-C74. (Escala 1:50000). *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- SGM (2007)** Carta geológica de la República Mexicana. (Escala 1:2000000). *Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales)*, Secretaría de Economía.
- Shand, S. (1927)** Eruptive rocks. John Wiley & Sons. New York, U.S.A., 635 pp.
- Silva-Romo, G. (1996)** Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM, 209 pp.
- Sosa-Valdés, R. (2011)** Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 117 pp.
- Sparks, R., Marshall, L. (1986)** Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), pp. 99–124.
- Spera, F., Bohrsen, W. (2001)** Energy-constrained open-system magmatic processes I: General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *Journal of Petrology*, 42(5), pp. 999–1018.

- Staude, J., Barton, M. (2001)** Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(10), pp. 1357–1374.
- Steiger, R., Jäger, E. (1977)** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), pp. 359–362.
- Streckeisen, A. (1976)** To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), pp. 1–33.
- Swanson, S., Keiser, R., Lyons, J., Clabaugh, S. (1978)** Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 89, pp. 1000–1012.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M. (2000)** Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), pp. 297–324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G., Valencia, V., Centeno-García, E. (2007)** Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), pp. 1052–1065.
- Tardy, M. (1972)** Sobre la Estratigrafía de la Sierra Madre Oriental del Sector Transversal de Parras, Coahuila; Distinción de las Series Coahuilense y Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 332, pp. 55–78.
- Tardy, M. (1980)** Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale au Mexique: Stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du Secteur Transverse de Parras; organisation et géodynamique de la Sierra Madre Orientale au passage Domaine alpin Caraïbe-Cordillère ouest-américaine. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 117 pp.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J., de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, R. (1994)** The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230(1-2), pp. 49–73.
- Tarney, J., Jones, C. (1994)** Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society*, 151(5), pp. 855–868.

- Thiéblemont, D., Téguy, M. (1994)** Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Série 2: Sciences de la Terre et des Planètes*, 319(1), pp. 87–94.
- Till, R. (1977)** The HARDROCK package, a series of Fortran IV computer programs for performing and plotting petrochemical calculations. *Computer & Geoscience*, 3, pp. 185–243.
- Triplett, W. (1952)** Geology of the silver-lead-zinc deposits of the Avalos-Providencia district of Mexico. *Mining Engineering*, 4, pp. 583–593.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J., Torres-Hernández, J., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G. (2009)** Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), pp. 287–303.
- Umhoefer, P., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P. (2001)** Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, México. *Sedimentary Geology*, 144(1-2), pp. 125–147.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1986)** Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico preliminary report. *Geofísica Internacional*, 25(4), pp. 559–573.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Morton-Bermea, O. (1997)** Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs. *Geofísica Internacional*, 36(1), pp. 87–110.
- Valdez-Moreno, G. (2001)** Geoquímica y petrología de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. Tesis de Maestría, Centro de Geociencias, UNAM, 131 pp.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M., Patchett, P., Zürcher, L., Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J. (2001)** A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, 113(11), pp. 1409–1422.
- Velasco-Tapia, F., González-Guzmán, R., Chávez-Cabello, G., Lozano-Serna, J., Valencia-Moreno, M. (2011)** Estudio petrográfico y geoquímico del Complejo Plutónico El Peñuelo (Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro), Noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), pp. 183–199.
- Verma, S. (1984)** Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zacatecas, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Isotope Geoscience*, 2, pp. 37–53.

- Verma, S., Navarro de León, I. (1993)** Norma CIPW: nuevo programa de cómputo. *3<sup>er</sup> Congreso Nacional de Geoquímica*, Instituto de Geofísica, UNAM, pp. 117–119.
- Verma, S., Torres-Alvarado, I., Sotelo-Rodríguez, Z. (2002)** SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences*, 28(5), pp. 711–715.
- Verma, S., Torres-Alvarado, I., Velasco-Tapia, F. (2003)** A revised CIPW norm. *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 83(2), pp. 197–216.
- Viera-Décida, F. (2006)** Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 237 pp.
- Walther, J. (2009)** Essentials of geochemistry. Jones & Bartlett Learning. Ontario, Canada, 803 pp.
- Wark, D., Kempter, K., McDowell, F. (1990)** Evolution of waning, subduction related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 102(11), pp. 1555–1564.
- Wasserburg, G., Jacobsen, S., DePaolo, D., McCulloch, M., Wen, T. (1981)** Precise determination of ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12), pp. 2311–2323.
- White, A., Chappell, B. (1977)** Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43(1-2), pp. 7–22.
- White, W., Hofmann, A. (1982)** Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296, pp. 821–825.
- Whitney, D., Evans, B. (2010)** Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, pp. 185–187.
- Wieser, M. (2006)** Atomic weights of the elements 2005. *Pure Applied Chemistry*, 78(11), pp. 2051–2066.
- Wilson, F., Rocha, S. (1949)** Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico, volume 962. US Geological Survey Bulletin. Boulder, CO, U.S.A., 80 pp.
- Wilson, M. (1989)** Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Chapman & Hall. London, U.K., 480 pp.



- Ye, H., Li, X., Li, Z., Zhang, C. (2008)** Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research*, 13(1), pp. 126–138.
- Zimmermann, J., Stussi, J., González Partida, E., Arnold, M. (1988)** K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Rio Santiago batholith (Jalisco, Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3), pp. 267–274.
- Zindler, A., Hart, S. (1986)** Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, pp. 493–571.

# **ANEXOS**

# Anexo I

## Descripción Petrográfica del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro

---

A continuación se presentan un resumen sobre la información petrográfica de las muestras analizadas del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (Tabla A1), así como las descripciones petrográficas de las laminas delgadas, agrupadas por complejos intrusivos, y fotos de muestras seleccionadas. Es importante señalar que de las 75 muestras, 18 fueron colectadas por [González-Guzmán \(2009\)](#)<sup>○</sup>, 26 por [De la Garza-Grimaldo \(2010\)](#)<sup>▣</sup>, 14 por [Jasso-Saldaña \(2010\)](#)<sup>★</sup> y 17 para el presente estudio<sup>◇</sup>.

Se determinó la abundancia de los diferentes minerales, estableciéndose por medio del conteo de ~900 puntos/muestra espaciadas regularmente entre cada punto. Es importante señalar que algunas muestras poseen distintos grados de alteración, de tal modo, en el contenido de minerales primarios está dado por los minerales frescos más los minerales en distintos grados de alteración, incluyendo aquellos completamente reemplazados, pero de los que se tiene certeza de su composición original. Las abreviaturas usadas para denominar los distintos minerales, tanto en el texto como en el Anexo, son las recomendadas por [Whitney & Evans \(2010\)](#):

Abreviatura	Mineral	Abreviatura	Mineral
Qz	Cuarzo	Amp	Anfíbol
Afs	Feldespato alcalino	Bt	Biotita
Pl	Plagioclasa	Grt	Granate
Opx	Ortopiroxeno	Cal	Calcita
Cpx	Clinopiroxeno	Opq	Mineral Opaco
Ttn	Titanita		

**Tabla A1:** Localización e información petrográfica de las muestras colectadas en el CICO.

Muestra	Int	Coordenadas UTM			Composición (%)										Clasificación (Le Maitre <i>et al.</i> , 2002)						
		Lat (N)	Long (W)	N	Qz	Afs	Pl	Opx	Cpx	Ttn	Amp	Bt	Grt	Cal	Opq	Q	A	P	M'	Text	Tipo
CO-02 <sup>◇</sup>	CO	724282	253254	900	19.3	24.9	42.9	-	2.3	-	0.6	5.3	-	-	3.8	22.2	28.6	49.2	12.9	F	Gd
CO-11 <sup>◇</sup>	CO	724363	251826	900	8.0	19.0	52.0	1.2	6.0	-	3.6	5.4	-	-	4.8	10.1	24.1	65.8	21.0	F	Cmd
CO-01 <sup>◇</sup>	CO	723550	253005	900	21.5	27.1	38.0	-	1.3	-	0.6	8.1	-	-	3.4	24.9	31.2	43.9	13.4	F	Gd
CO-10 <sup>◇</sup>	CO	724452	251954	900	20.1	18.0	41.8	-	6.4	-	-	7.9	-	-	5.8	25.2	22.5	52.3	20.1	F	Gd
CO-03 <sup>◇</sup>	CO	724077	252510	900	22.8	21.6	43.6	-	2.2	-	0.8	5.8	-	-	3.3	25.9	24.5	49.6	12.1	F	Gd
RE-03 <sup>◇</sup>	CP	735782	238968	934	28.2	13.1	46.0	-	2.1	-	1.3	3.7	-	-	5.6	32.2	15.0	52.8	12.7	F	Gd
RE-01 <sup>◇</sup>	CP	735753	238583	900	22.9	20.2	39.4	0.8	3.1	-	1.1	5.2	-	-	7.3	27.8	24.4	47.8	17.4	F	Gd
RE-04 <sup>◇</sup>	MO	748688	232649	927	14.9	23.0	44.7	0.4	4.5	-	1.3	6.9	-	-	4.4	18.0	27.8	54.1	17.5	F	Cmd
RE-05 <sup>◇</sup>	MO	748514	233945	900	30.7	17.5	38.6	0.3	2.5	-	0.8	4.4	-	-	5.1	35.4	20.2	44.4	13.1	F	Gd
CO-08 <sup>◇</sup>	NB	734904	232348	900	3.9	7.8	57.1	0.6	8.2	-	1.3	9.9	-	-	11.2	5.7	11.3	83.0	31.2	F	Cmd
CO-09 <sup>◇</sup>	NB	735337	232228	900	40.0	17.0	38.3	1.0	0.8	-	0.4	1.4	-	-	1.0	42.0	17.8	40.2	4.6	F	Gd
CO-05 <sup>◇</sup>	PR	728218	248609	976	23.0	20.1	44.1	-	4.5	-	-	3.1	-	-	5.3	26.4	23.1	50.6	12.9	F	Gd
CO-06 <sup>◇</sup>	PR	727984	248832	900	22.7	9.7	37.7	4.0	8.0	-	-	7.0	-	-	11.0	32.4	13.8	53.8	30.0	F	Gd
CO-07 <sup>◇</sup>	PR	727921	248978	900	31.9	15.2	35.9	-	3.3	-	1.3	8.8	-	-	3.6	38.4	18.3	43.2	17.0	F	Gd
CO-13 <sup>◇</sup>	SR	722134	244330	900	20.0	13.3	53.3	-	2.4	1.0	2.0	5.1	-	-	2.8	23.1	15.4	61.5	13.3	F	Gd
CA91701 <sup>⊖</sup>	PE	721109	317435	900	2.0	44.0	20.7	-	2.9	1.0	6.9	20.0	1.7	-	0.9	3.0	66.0	31.0	31.6	P	S
R2101 <sup>⊖</sup>	PE	717746	315582	930	1.9	55.2	11.3	-	1.6	0.8	6.8	20.3	1.6	-	0.5	2.8	80.7	16.5	30.0	P	S
CA91706 <sup>⊖</sup>	PE	718153	316724	902	-	42.0	18.1	-	3.4	1.2	4.0	28.3	-	-	3.0	-	69.9	30.1	39.9	F	S
CA81808 <sup>⊖</sup>	PE	718621	317521	900	-	41.2	49.9	-	1.0	1.4	1.2	3.1	-	-	2.1	-	45.2	54.8	8.9	F	M
CA82202 <sup>⊖</sup>	PE	718439	316196	900	-	22.3	51.1	-	3.0	1.3	5.2	14.2	-	-	2.8	-	30.4	69.6	26.6	F	Md
CA91702 <sup>⊖</sup>	PE	720864	317062	910	1.3	49.2	25.1	0.4	4.6	2.2	4.2	9.7	-	-	3.3	1.7	65.1	33.1	24.4	F	S
V1406 <sup>⊖</sup>	PE	717121	320882	256	-	20.4	64.9	-	2.2	1.6	3.1	5.8	-	-	2.0	-	24.0	76.0	14.7	A	Md
R2202 <sup>⊖</sup>	PE	720172	314673	900	1.7	35.8	44.3	-	1.8	0.4	6.0	6.9	0.7	-	2.4	2.0	43.8	54.2	17.6	F	Md
V1601 <sup>⊖</sup>	PE	718081	320057	900	3.2	40.6	45.1	-	0.6	0.8	3.5	5.6	-	-	0.6	3.6	45.7	50.7	11.1	F	M
CA42008 <sup>⊖</sup>	PE	721226	318034	900	3.6	44.7	38.4	-	1.6	2.0	1.6	5.2	-	-	3.0	4.1	51.5	44.4	13.3	F	M
CA81806 <sup>⊖</sup>	PE	719176	317063	900	2.7	46.2	38.1	0.7	2.3	0.8	1.8	4.3	-	-	3.1	3.1	53.1	43.8	13.0	F	M
CA12104 <sup>⊖</sup>	PE	721984	316705	900	1.4	51.7	26.7	-	6.7	1.6	2.7	6.9	-	-	2.4	1.8	64.8	33.4	20.2	P	S
CA42001 <sup>⊖</sup>	PE	722783	320867	912	2.4	64.6	24.6	-	0.9	1.4	1.0	3.1	-	-	2.1	2.6	70.5	26.8	8.4	P	S
CA42006 <sup>⊖</sup>	PE	721098	318846	900	1.7	67.7	22.7	-	2.0	1.4	0.7	1.7	-	-	2.2	1.8	73.6	24.6	8.0	P	S

Tabla A1: Continuación.

Muestra	Int	Coordenadas UTM			Composición										Clasificación modal						
		Lat (N)	Long (W)	N	Qz	Afs	Pl	Opx	Cpx	Ttn	Amp	Bt	Grt	Cal	Opq	Q	A	P	M'	Text	Tipo
CA102103 <sup>⊖</sup>	PE	721145	315117	900	7.8	43.3	32.7	-	-	0.7	7.6	4.2	-	-	3.8	9.3	51.7	39.0	16.2	F	Cmd
CA51907 <sup>⊖</sup>	PE	719346	320387	900	10.9	54.0	27.9	0.2	0.8	1.1	2.3	1.1	-	-	1.7	11.7	58.2	30.1	7.2	F	Cs
CA82201 <sup>⊖</sup>	PE	715051	314039	900	16.2	72.1	4.7	2.7	2.0	1.3	0.3	0.3	-	-	0.5	17.4	77.6	5.0	7.0	A	Csa
R2009 <sup>⊖</sup>	PE	719786	315760	900	15.5	72.8	4.2	3.0	1.0	1.3	1.0	0.7	-	-	0.6	16.7	78.7	4.6	7.6	A	Csa
RO-05 <sup>⊕</sup>	RO	728066	280733	900	-	46.7	14.3	-	5.8	1.6	6.9	20.0	3.9	-	0.9	-	76.5	23.5	35.1	P	S
RO-20 <sup>⊕</sup>	RO	726984	281892	918	-	30.6	12.2	-	5.4	0.4	7.8	41.3	-	-	2.2	-	71.5	28.5	57.2	P	S
RG-04 <sup>★</sup>	RO	729636	286659	900	-	11.4	39.0	-	2.9	1.6	17.0	22.0	-	3.8	2.3	-	22.7	77.3	47.2	A	S
RO-14 <sup>⊕</sup>	RO	728654	281533	900	-	40.7	13.1	-	1.4	1.0	8.1	29.8	4.1	-	1.8	-	75.6	24.4	42.1	P	S
RO-24 <sup>⊕</sup>	RO	726784	282573	914	2.3	32.6	20.7	-	1.3	1.4	2.8	33.5	2.5	-	2.8	4.1	58.7	37.2	41.9	P	M
RO-13 <sup>⊕</sup>	RO	726926	280906	900	2.0	34.6	23.1	-	1.3	0.8	5.8	28.2	4.0	-	0.2	3.4	57.9	38.7	36.2	F	M
RO-01 <sup>⊕</sup>	RO	728106	280493	900	10.8	41.1	6.2	-	6.3	0.2	9.8	23.4	-	-	2.1	18.5	70.7	10.7	41.9	F	Cs
RO-07 <sup>⊕</sup>	RO	728780	281358	900	6.4	23.3	59.9	-	1.0	1.1	1.0	3.6	-	-	3.7	7.2	26.0	66.8	10.3	F	Cmd
RG-02 <sup>★</sup>	RO	729670	286696	520	10.8	24.8	55.2	-	1.3	1.1	1.4	2.8	-	-	2.6	11.9	27.3	60.8	9.2	A	Cmd
RJ-17 <sup>★</sup>	RO	733016	282400	900	7.86	40.8	37.7	3.1	5.0	0.6	1.5	-	-	-	3.1	9.1	47.3	43.6	13.5	F	Cm
RJ-13 <sup>★</sup>	RO	731240	283460	900	0.8	27.7	53.7	-	1.2	1.9	2.6	8.9	-	-	3.3	0.9	33.7	65.4	17.9	F	Md
RO-11 <sup>⊕</sup>	RO	726772	280564	900	-	39.7	37.7	-	0.4	1.1	3.9	14.1	1.6	-	1.2	-	51.3	48.7	21.1	F	M
RO-15 <sup>⊕</sup>	RO	726968	281240	900	1.3	71.0	17.9	0.1	0.1	1.1	1.0	4.7	2.4	-	0.3	1.5	78.7	19.8	7.4	F	S
RJ-15 <sup>★</sup>	RO	729700	283380	923	10.8	44.4	35.8	-	1.3	1.1	1.4	2.7	-	-	2.5	11.9	48.8	39.3	9.0	F	Cm
RO-09 <sup>⊕</sup>	RO	729033	281502	900	0.3	77.6	13.7	-	-	-	0.7	3.8	2.5	-	1.4	0.4	84.7	14.9	8.4	F	S
RO-08 <sup>⊕</sup>	RO	729033	281502	900	13.2	34.6	45.9	1.0	1.4	1.0	1.2	0.3	-	-	1.3	14.1	36.9	49.0	6.3	F	Cm
RO-25 <sup>⊕</sup>	RO	726380	282468	928	2.0	65.4	24.7	0.3	0.5	2.0	0.6	3.9	-	-	0.4	2.2	71.0	26.8	7.9	P	S
RO-26 <sup>⊕</sup>	RO	728624	283061	900	12.4	70.7	12.7	-	-	0.3	-	3.6	0.1	-	0.2	13.0	73.8	13.2	4.1	F	Cs
RG-04b <sup>★</sup>	RO	729636	286659	900	12.1	41.4	39.3	1.6	1.3	-	-	3.6	-	1.3	3.0	13.0	44.6	42.4	6.0	F	Cm
RJ-20 <sup>★</sup>	RO	733120	283140	900	8.2	25.1	53.1	-	4.9	0.3	0.4	4.2	-	-	3.7	9.5	29.0	61.4	13.5	F	Cmd
RO-21 <sup>⊕</sup>	RO	727260	282406	900	4.1	62.5	22.3	-	-	0.8	1.8	6.4	1.5	-	0.7	4.6	70.3	25.1	9.6	P	S
RJ-16 <sup>★</sup>	RO	736080	282900	914	10.0	44.4	32.2	-	1.3	1.3	2.0	4.7	-	-	4.0	11.5	51.3	37.2	13.3	F	Cm
RO-22 <sup>⊕</sup>	RO	726680	282980	900	10.4	38.4	39.6	0.6	3.7	1.4	1.2	1.9	-	-	2.8	11.7	43.4	44.9	11.6	P	Cm
RG-09 <sup>★</sup>	RO	729523	286619	909	21.1	40.4	29.4	0.3	0.8	1.4	1.0	4.1	-	-	1.5	23.2	44.4	32.3	9.2	F	Mg
RO-27 <sup>⊕</sup>	RO	728022	282549	907	-	41.3	42.7	-	10.3	0.4	-	-	-	-	5.3	-	49.2	50.8	16.0	F	M

Tabla A1: Continuación.

Muestra	Int	Coordenadas UTM		Composición										Clasificación modal							
		Lat (N)	Long (W)	N	Qz	Afs	Pl	Opx	Cpx	Ttn	Amp	Bt	Grt	Cal	Opq	Q	A	P	M'	Text	Tipo
RO-12 <sup>Ⓓ</sup>	RO	726883	280677	919	1.6	63.2	20.3	-	1.0	0.5	1.0	6.6	2.6	-	3.1	1.9	74.3	23.9	12.2	P	Cm
RO-19 <sup>Ⓓ</sup>	RO	725120	283320	900	13.7	33.9	40.2	0.2	3.4	2.1	0.8	4.6	-	-	1.1	15.6	38.6	45.8	12.2	F	Cm
RO-18 <sup>Ⓓ</sup>	RO	725660	282860	900	6.1	58.2	22.7	-	-	0.3	0.9	5.9	5.3	-	0.6	7.0	66.9	26.1	7.7	F	Cs
RO-23 <sup>Ⓓ</sup>	RO	726860	283640	900	6.3	32.4	52.0	-	3.2	2.4	1.0	1.7	-	-	1.0	7.0	35.7	57.3	9.2	F	Cm
RJ-18 <sup>★</sup>	RO	731960	283100	900	15.0	26.0	33.7	-	0.8	1.2	1.7	20.3	-	-	1.3	20.1	34.8	45.1	25.3	F	Mg
RO-29 <sup>Ⓓ</sup>	RO	727928	283785	903	2.2	47.6	41.2	-	-	2.1	0.7	4.0	-	-	2.2	2.4	52.3	45.3	9.0	F	M
RJ-14 <sup>★</sup>	RO	730245	283900	900	13.6	35.3	32.6	-	1.2	1.9	2.7	9.2	-	-	3.4	16.7	43.3	40.0	18.5	F	Cm
RJ-12 <sup>★</sup>	RO	730912	283947	900	16.7	35.3	39.1	-	2.7	2.0	0.4	1.3	-	-	2.4	18.3	38.8	42.9	8.9	F	Cm
RO-28 <sup>Ⓓ</sup>	RO	727629	281836	900	6.7	64.4	24.0	-	0.7	0.7	0.9	2.2	-	-	0.4	7.0	67.8	25.2	4.9	F	Cs
RO-17 <sup>Ⓓ</sup>	RO	725822	281804	900	17.8	51.7	21.2	-	0.6	1.1	0.9	4.6	1.5	-	0.5	19.6	57.0	23.4	7.8	F	Cs
RO-16 <sup>Ⓓ</sup>	RO	725703	281423	900	1.4	80.8	8.1	-	1.0	1.2	0.7	6.6	-	-	0.2	1.6	89.4	9.0	9.7	F	S
RJ-19 <sup>★</sup>	RO	732540	282720	900	13.4	41.5	38.3	1.3	2.3	-	-	-	-	0.6	2.6	14.4	44.5	41.1	6.0	F	Cm
RG-07 <sup>★</sup>	RO	729636	286659	900	38.3	34.8	20.9	0.3	0.3	-	-	2.3	-	1.5	1.6	-	-	-	-	B	MS
CO-14 <sup>⊖</sup>	MR	712531	299102	900	5.8	34.7	37.6	-	3.5	3.5	4.0	8.4	-	-	2.6	7.4	44.4	48.1	22.0	F	Cm
CO-15 <sup>⊖</sup>	MR	712531	299094	900	5.5	21.5	43.1	-	4.3	3.3	8.6	11.5	-	-	2.2	7.8	30.7	61.4	29.9	F	Cmd
CO-17 <sup>⊖</sup>	MR	713624	298137	900	1.1	36.5	28.0	-	4.5	3.6	6.3	13.9	-	-	6.3	1.7	55.6	42.7	34.5	P	M
CO-18 <sup>⊖</sup>	SA	694770	301564	900	4.8	33.2	36.1	-	3.2	4.0	4.3	9.1	-	-	5.3	6.5	44.8	48.7	25.9	A	Cm

Composición modal basada en el análisis de ~900 puntos/lamina y clasificación petrográfica considerando QAPM' y textura macroscópica de la roca. Abreviaturas; textura macroscópica (Text): P: Porfídica; F: Fanerítica; A: Afanítica; B: Bandada. Clasificación modal: Q: Cuarzo; A: Feldespato alcalino; P: Plagioclasa; M': Índice de color. Clasificación petrográfica (Tipo): Gd: Granodiorita; Cmd: Cuarzomonzonodiorita; S: Sienita; M: Monzonita; Md: Monzonita; Csa: Cuarzostenita; Cs: Cuarzostenita; MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa. (Int); CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito y SR: Santa Rosa.

### **Complejo Intrusivo Concepción del Oro-Providencia**

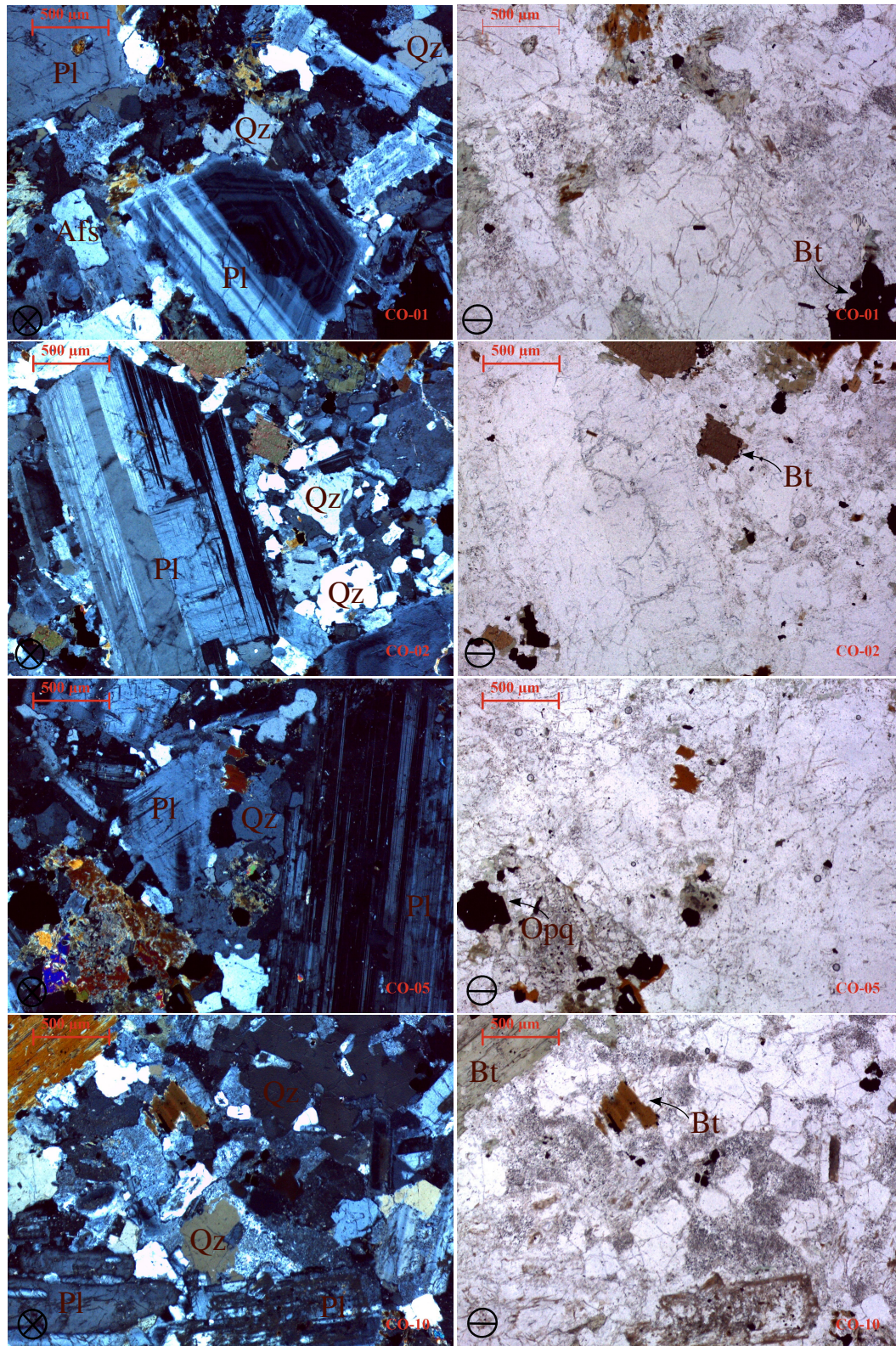
Las rocas de este complejo se caracterizan por presentar una textura afanítica a fanerítica en muestra de mano, en lamina delgada muestra una textura porfirítica a inequigranular hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, con un contenido predominante de Afs y Pl, acompañados de Qz y minerales máficos (Opx, Cpx, Bt, Amf y Opq) (Figura A1.1). El Afs (9.7-27.1 %) se presenta en forma euédrica o subédrica con tamaño de cristales de 0.2 a 1.5 mm, mostrando esporádicamente estructuras peritíticas.

La Pl (35.9-57.1 %) se presenta en cristales de 0.3 a 1.5 mm con forma euédrica tabular y subédrica, presentando maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria y en raras ocasiones bordes de reacción. Los cristales de Qz (8.0-31.9 %) ocurren como granos subédricos, intrafracturados de 0.3 a 0.8 mm, aunque también en forma anhédrica, con tamaños que varían de 0.1 a 0.5 mm. El Qz se también ocurre de forma intersticial y se caracteriza por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+).

El Cpx (1.3-8.0 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.8 mm y el Opx generalmente se encuentra ausente, únicamente se presenta en las muestras CO-06 y CO-11 (1.2-4.0 %) como cristales de 0.2 a 0.5 mm, ambos ocurren generalmente como un mineral secundario, a partir de la Bt y Amf. Las dimensiones de los Opq (3.6- 11.0 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las secciones.

Por su parte, el Amf (0.6-1.3 %), puede estar ausente, aunque ocurre de forma subédrica-anédrica de color café, con un tamaño que varía entre 0.4 a 1.5 mm. Se caracteriza por presentar un pleocroísmo (+) intenso y exhibe exfoliaciones en una y dos direcciones, formando el ángulo típico de 124°. Presenta intercrecimientos de minerales máficos. Los cristales de Bt (3.1-8.8 %) exhiben una forma euédrica de 0.4 a 1.5 mm, con un hábito hojoso, pleocroísmo (+) intenso, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos.





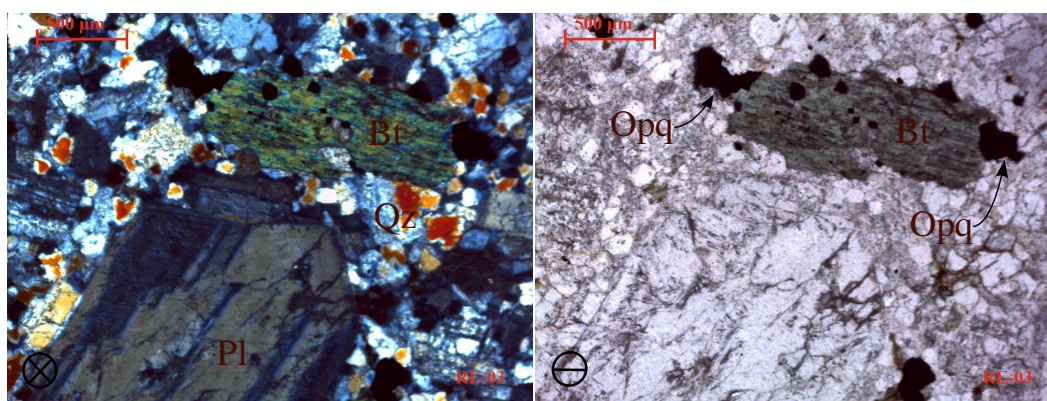
**Figura A1.1:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Concepción del Oro-Providencia, mostrando las láminas delgadas de las muestras CO-01, CO-02, CO-05 y CO-10 en nicols cruzados y nicols paralelos.



### Complejo Intrusivo El Colorado-La Pachona

Las muestras colectadas de este complejo son la RE-01 y RE-03, se caracterizan por presentar una textura fanerítica en muestra de mano, con un grado de alteración leve, en lámina delgada muestra una textura porfirítica hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, con un contenido predominante de Afs y Pl, acompañados de Qz intersticial y minerales máficos (Opx, Cpx, Bt, Amf y Opq) (Figura A1.2). El Afs (13.1-20.2 %) se presenta en forma euédrica o subédrica con tamaño de cristales de 0.2 a 2.0 mm.

La Pl (39.4-46.0 %) se presenta en cristales de 0.3 a 2.0 mm con forma euédrica tabular y subédrica, presentando maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (22.9-28.2 %) ocurren como granos subédricos, intrafracturados de 0.3 a 0.8 mm, generalmente de forma intersticial y se caracteriza por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (2.1-3.1 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm y el Opx en la muestra RE-03 se encuentra ausente, en la muestra RE-01 (0.8 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm. Las dimensiones de los Opq (5.6- 7.3 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las secciones. Por su parte, el Amf (1.1-1.3 %), ocurre de forma subédrica-anédrica de color café, con un tamaño que varía entre 0.4 a 2.0 mm. Se caracteriza por presentar un pleocroísmo (+) intenso y exhibe exfoliaciones en una y dos direcciones, formando el ángulo típico de 124°. Presenta intercrecimientos de minerales máficos. Los cristales de Bt (3.7-5.2 %) exhiben una forma euédrica de 0.4 a 2.0 mm, con un hábito hojoso, pleocroísmo (+) intenso, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos, principalmente Opq.



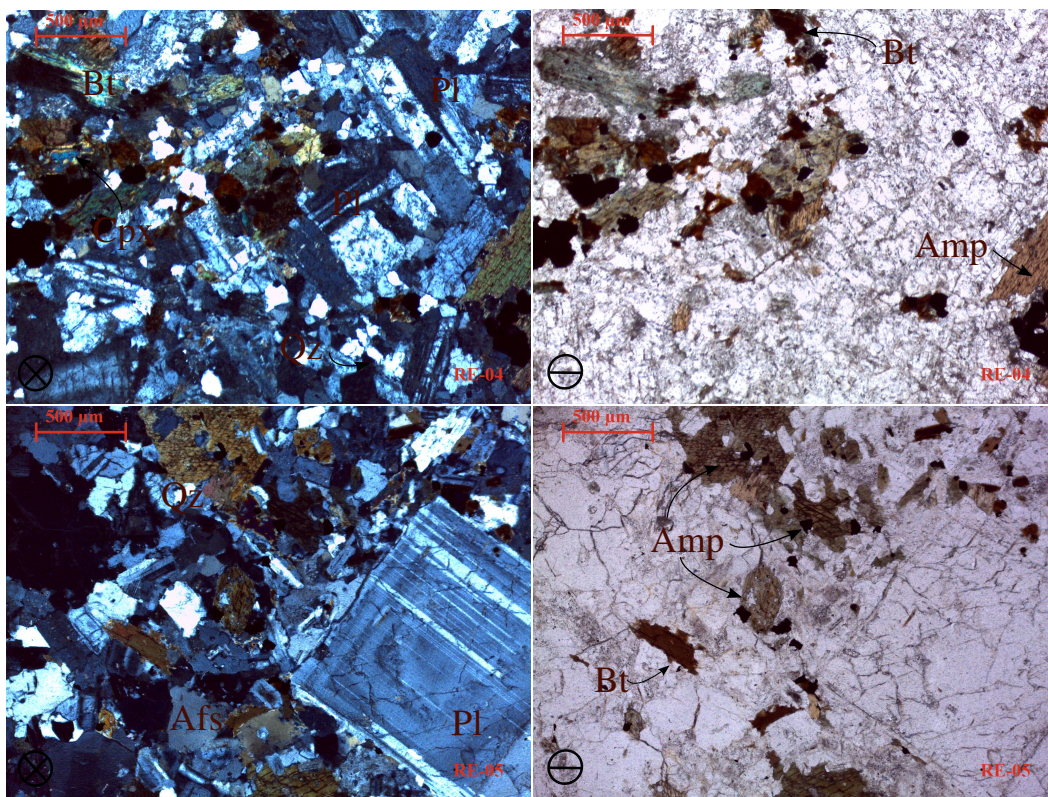
**Figura A1.2:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo El Colorado-La Pachona, mostrando la lámina delgada de las muestra RE-03 en nicols cruzados y nicols paralelos.

### **Complejo Intrusivo Melchor Ocampo**

Las muestras colectadas de este complejo son la RE-04 que ocurre en el cuerpo principal y la RE-05, se caracterizan por presentar una textura fanerítica en muestra de mano, con un grado de alteración leve, mientras que en lámina delgada se caracteriza por una textura porfirítica hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, con un dominio marcado de Afs y Pl, acompañados de Qz intersticial y minerales máficos (Opx, Cpx, Bt, Amf y Opq) (Figura A1.3). El Afs (17.5-23 %) se presenta en forma euédrica o subédrica con tamaño de cristales de 0.2 a 2.0 mm.

Por su parte, la Pl (38.6-44.7 %) se presenta en cristales de 0.3 a 2.0 mm con forma euédrica tabular y subédrica, presentando maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (14.9-30.7 %) ocurren como granos subédricos, intrafracturados de 0.3 a 0.8 mm, generalmente de forma intersticial y se caracteriza por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (2.5-4.5 %) y Opx (0.3-0.4 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm. El Cpx exhibe extinción oblicua entre 30° y 50°, con maclas lamelares, presentando por lo general colores de interferencia de tercer orden en nicols cruzados y algunos individuos zonación con forma de reloj de arena. El Opx exhiben tonalidades amarillas y una extinción recta. Las dimensiones de los Opq (4.4-5.1 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las secciones.

El Amf (0.8-1.3 %), ocurre de forma subédrica-anédrica de color café (esporádicamente en sección transversal perfecta e imperfecta), con un tamaño que varía entre 0.4 a 1.8 mm. Se caracteriza por presentar un pleocroísmo (+) intenso y exhibe exfoliaciones en una y dos direcciones, formando el ángulo típico de 124°. Presenta intercrecimientos de minerales máficos. Los cristales de Bt (4.4-6.9 %) exhiben una forma euédrica de 0.4 a 2.0 mm, con un hábito hojoso, pleocroísmo (+) intenso de color café rojizo, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos, generalmente asociado con cristales de Amp y en algunos granos levemente cloritizada en sus bordes.



**Figura A1.3:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Melchor Ocampo, mostrando las láminas delgadas de las muestras RE-04 y RE-05 en nicols cruzados y nicols paralelos.

### Complejo Intrusivo Noche Buena

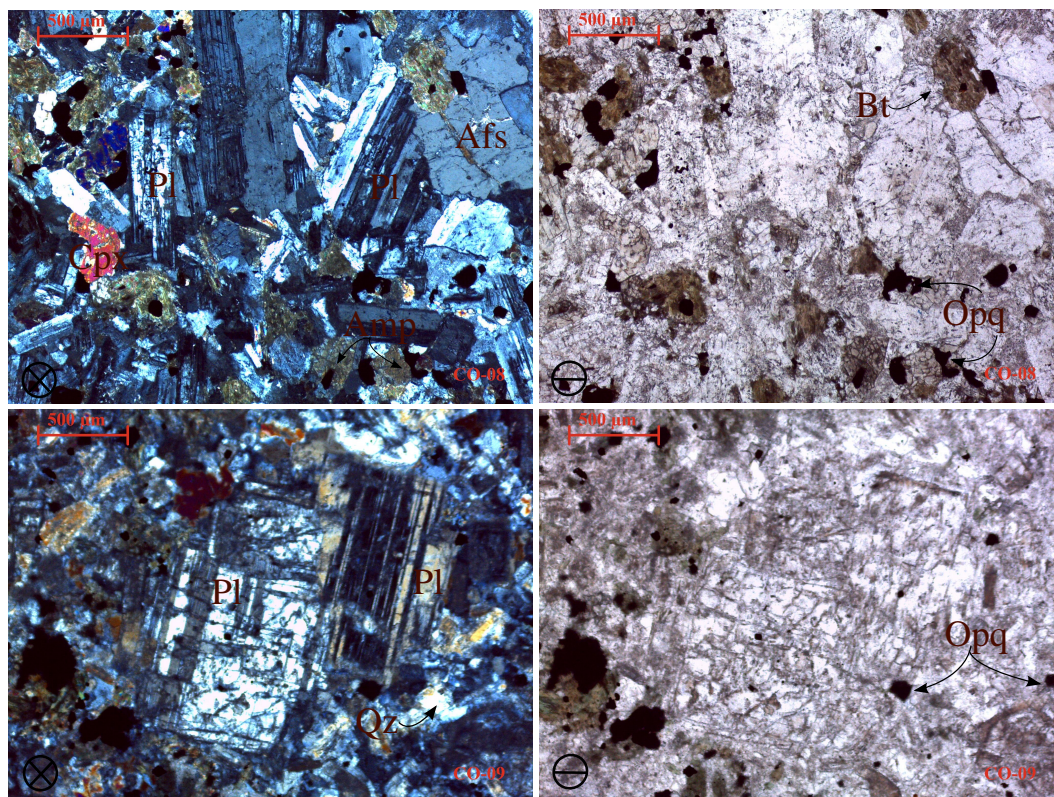
Dentro de este complejo se incluyen las muestras que representan los extremos composicionales del CICO-W; la muestra CO-08 colectada en un dique máfico, caracterizada por presentar una textura afanítica en muestra de mano y en lámina delgada textura inequigranular hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio con un dominio marcado de minerales de Pl y Bt. Por otra parte la muestra CO-09 del cuerpo principal presenta una textura fanerítica en muestra de mano, con un grado de alteración leve, en lámina delgada se caracteriza por una textura porfirítica hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, con un predominio principal de minerales de Pl y Qz (Figura A1.4).

En ambas láminas, el Afs (7.8-17 %) se presenta en forma euédrica o subédrica con tamaño de cristales de 0.5 a 2.0 mm. La Pl (7.8-17 %) se presenta en cristales de 0.5 a 2.0 mm con forma euédrica tabular y subédrica, presentando maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (3.9-40.0 %) ocurren como granos subédricos,



intrafracturados de 0.3 a 0.8 mm, diseminados en la lámina, rellenando espacios entre granos, distinguiéndose por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (0.8-8.2 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.8 mm ocurre como inclusiones en Bt y Amp. El Opx (0.6-1.0 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm. Los Opq (1-11.2 %) ocurren con tamaños de grano que varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las secciones, relacionados con otros minerales máficos.

El Amf (0.4-1.3 %), ocurre de forma subédrica-anédrica de color café, con un tamaño que varía entre 0.4 a 2.0 mm. Se caracteriza por presentar un pleocroísmo (+) intenso y exhibe exfoliaciones en una y dos direcciones, formando el ángulo típico de  $124^\circ$ . Presenta intercrecimientos de minerales máficos, con alteración leve a moderada a clorita principalmente en bordes, fracturas y clivaje, en la muestra CO-09. Por su parte, los cristales de Bt (1.4-9.9 %) exhiben una forma euédrica con bordes irregulares de 0.4 a 2.0 mm, con un hábito hojoso, pleocroísmo (+) intenso color verde oliva y en menor medida café rojizo, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos.



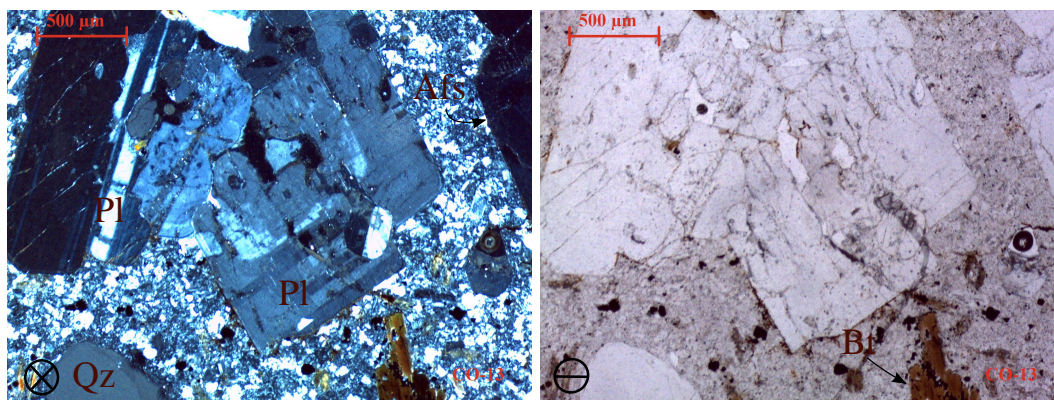
**Figura A1.4:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Noche Buena, mostrando las láminas delgadas de las muestras CO-08 y CO-09 en nicols cruzados y nicols paralelos.

## Complejo Intrusivo Santa Rosa

En este complejo se describe únicamente la muestra CO-13, caracterizada por presentar una textura fanerítica en muestra macroscópica y en lámina delgada textura porfirítica hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, la principal particularidad de esta lámina es la presencia de granos intersticiales de minerales félsicos (Figura A1.5). El predominio principal de minerales es de Pl y Qz.

El Afs (20.1 %) ocurre con tamaños de 0.3 a 1.5 mm y exhiben distintas formas (euédrica-subédrica) con bordes irregulares, la Pl (53.3 %) generalmente exhibe forma euedrica tabular, presentando un maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (20.0 %) ocurren como granos subédricos, intrafracturados de 0.2 a 0.5 mm, generalmente de forma intersticial y se caracteriza por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (2.4 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm, principalmente augita. Las dimensiones de los Opq (2.8 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las secciones, relacionados con los minerales de mayor tamaño.

La Ttn (1.0 %) se aprecia con un débil pleocroísmo, relieve (+) intenso, su color amarillo, en secciones transversal imperfecta con tamaños de 0.2 a 0.5 mm. El Amf (2.0 %), se presenta en formas anedrales y subedrales, de color café, exfoliaciones en una y dos direcciones, presentando el ángulo típico, con tamaños que varían de 0.3 a 1.0 mm, además, presenta intercrecimientos de minerales máficos. Los cristales de Bt (5.1 %) de 0.4 a 1.5 mm, con un hábito subedral (esporádicamente euédrico, midiendo hasta 2.0 mm), presentando pleocroísmo (+) intenso de color café rojizo, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos y bordes irregulares.



**Figura A1.5:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Santa Rosa, mostrando la lámina delgada de la muestra CO-13 en nicols cruzados y nicols paralelos.

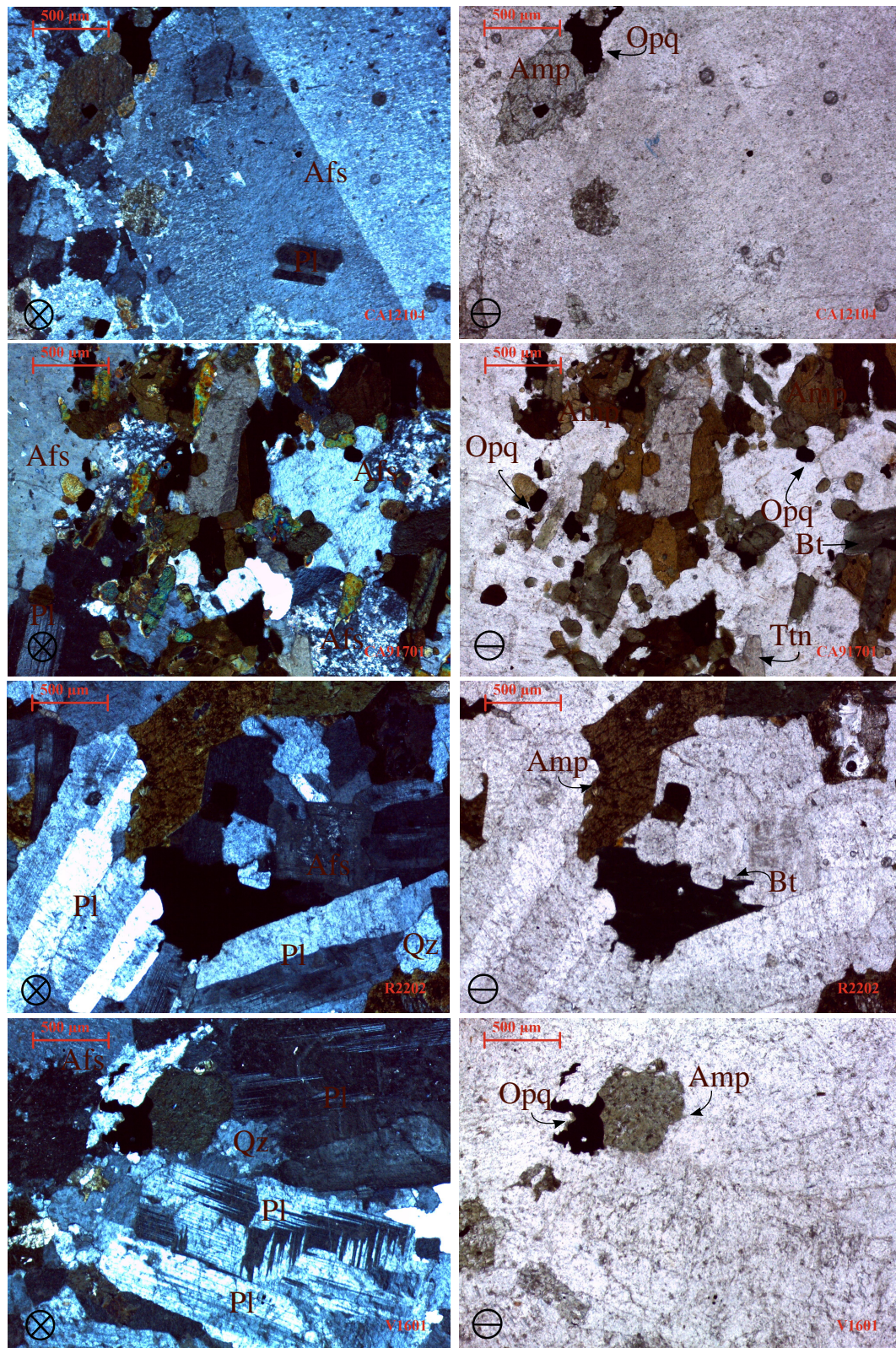
### Complejo Intrusivo El Peñuelo

El estudio petrográfico en las muestras de este complejo revela la distribución del conjunto de rocas en la base del triangulo QAP, sin embargo, la composición sienítica ocupa el volumen principal de rocas que afloran en esta estructura. En general, las rocas de esta estructura se caracterizan por presentar una textura fanerítica a porfídica en muestra de mano y en lámina delgada textura porfirítica a inequigranular hipidiomórfica con una alta variabilidad en el tamaño de grano, en ocasiones con una orientación preferencial, con un contenido predominante de Afs y Pl, en donde puede estar ausente el Qz y con un contenido de minerales máficos (Opx, Cpx, Bt, Amf, Ttn, Gt y Opq) variable (Figura A1.6).

El Afs (20.4-72.8 %) ocurre con tamaños de 0.3 a 2.0 mm, principalmente en forma de ortoclasa (aunque ocurren fenocristales de ortoclasa, midiendo hasta 150 mm), esporádicamente con estructura perítica o con maclado de microclina, exhibiendo distintas formas (euédrica-subédrica), la Pl (4.2-64.6 %) generalmente exhibe forma euédrica tabular, presentando un maclado polisintético o de Carlsbad, pudiendo exhibir zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (hasta 16.2 %) ocurren como granos subédricos-anédros, generalmente en pequeñas acumulaciones, con tamaños de 0.2 a 0.5 mm, exhibiendo relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (hasta 6.7 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm, principalmente augita, exhiben extinción oblicua entre 30° y 50°, con maclas lamelares, presentando por lo general colores de interferencia de tercer orden en nicoles cruzados. Los Opq (0.5-3.8 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las secciones, relacionados con los minerales máficos de mayor tamaño.

La Ttn (0.8-2.2 %) se aprecia con un débil pleocroísmo, relieve característico, su color amarillo, forma euédrica romboidal con secciones transversal perfecta e imperfecta con tamaños de 0.2 a 0.7 mm. El Amf (0.3-7.6 %), se presenta con gran variabilidad de formas anédricas-euédricas, de color café, exfoliaciones en una y dos direcciones, presentando el ángulo típico, con tamaños que varían de 0.3 a 2.0 mm, además, por lo general presenta intercrecimientos de minerales máficos y una asociación de contacto con la Bt. Los cristales de Bt (0.3-28.3 %) midiendo generalmente entre 0.4 a 2.0 mm (llegando hasta los 3.5 mm), con un hábito euédrico-subédrico, presentando pleocroísmo (+) intenso de color café o verde olivo, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos. El Gt (0.7-1.7 %) solo ocurre en tres láminas (CA91701, R2101 y R2202) distinguiéndose por su relieve (+) intenso, color rojo en nicoles paralelos y su extinción permanente en nicoles cruzados.





**Figura A1.6:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo El Peñuelo, mostrando las láminas delgadas de las muestras CA12104, CA91701, R2202, V1601 en nicols cruzados y nicols paralelos.

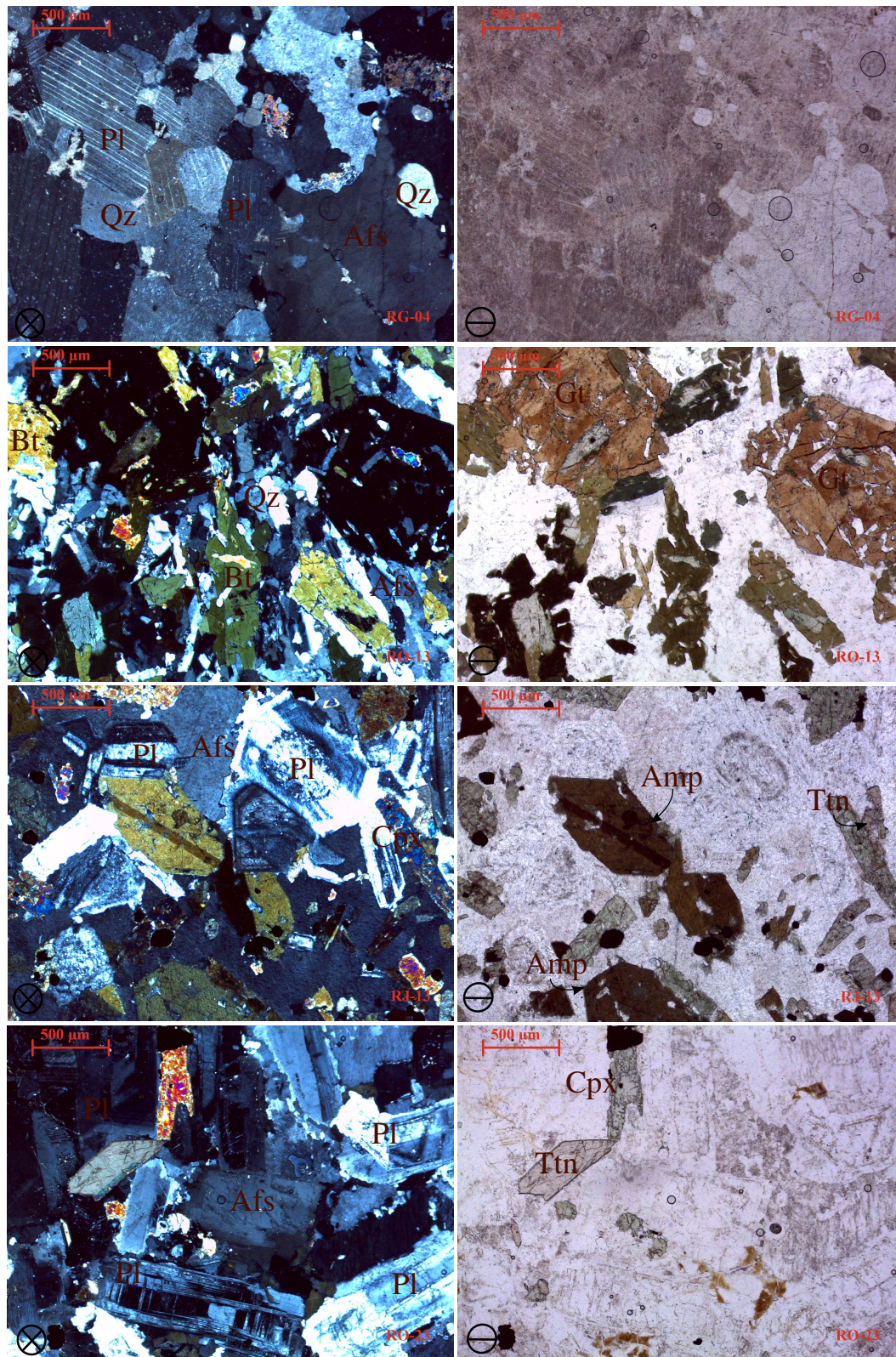
### **Complejo Intrusivo Rocamontes**

A partir del análisis petrográfico en este complejo, se determinó un intervalo litológico de monzodiorita a cuarzosienita y granito, sin embargo, la composición sienítica y monzonítica es la predominante en las rocas que afloran en esta estructura. En general, las muestras de esta estructura se caracterizan por presentar una textura fanerítica a porfídica en muestra de mano y en lámina delgada textura inequigranular hipidiomórfica con una alta variabilidad en el tamaño de grano, con un contenido predominante de Afs y Pl, en donde puede estar ausente el Qz. Es importante señalar la ocurrencia de un enclave esferoidal félsico en este complejo intrusivo, consistente en gneis bandeado (Figura A1.7).

El Afs (11.4-80.8 %) ocurre con tamaños de 0.3 a 2.0 mm, principalmente en forma de ortoclasa (aunque ocurren fenocristales de ortoclasa, midiendo hasta 80 mm), esporádicamente con estructura pertítica o con maclado de microclina, exhibiendo distintas formas (euédrica-subédrica), la Pl (8.1-59.9 %) generalmente exhibe forma euédrica tabular, presentando un maclado polisintético o de Carlsbad, pudiendo exhibir zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (hasta 21.1 %) ocurren como granos subédricos-anédros, generalmente en forma intersticial o en pequeñas acumulaciones, con tamaños de 0.2 a 0.8 mm, exhibiendo relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (hasta 10.3 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm, exhiben extinción oblicua, con maclas lamelares y colores de interferencia de tercer orden. Los Opq (0.2-5.3 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa, relacionados con los minerales máficos.

La Ttn (0.3-2.4 %) se aprecia con un débil pleocroísmo, relieve característico, forma euédrica romboidal con secciones transversal perfecta e imperfecta con tamaños de 0.2 a 0.7 mm. El Amf (0.7-17.0 %), se presenta con gran variabilidad de formas anédricas-euédricas, de color café rojiza, exfoliaciones en una y dos direcciones, presentando el ángulo típico de 124°, con tamaños que varían de 0.3 a 2.0 mm. Los cristales de Bt (hasta 41.3 %) midiendo generalmente entre 0.4 a 2.0 mm (llegando hasta los 3.0 mm), con un hábito euédrico-subédrico, presentando pleocroísmo (+) intenso de color café o verde olivo, extinción recta y clivaje bien desarrollado, generalmente con intercrecimientos de minerales máficos. La Cal solo ocurre en las muestras RG-04, RG-04b, RJ-19 y RG-07 (0.6-3.8 %) se distingue por exhibir el sistema de foliación y los colores de interferencia típico de este mineral, se presenta de forma secundaria entre granos de mayor tamaño. El Gt (hasta 5.3 %) ocurre principalmete en muestras asociadas a la roca encajonante, distinguiéndose por su relieve (+) intenso, color rojo en nicoles paralelos y su extinción permanente en nicoles cruzados.





**Figura A1.7:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Rocamonte, incluyendo el xenolito que se constituye como gneis, las láminas delgadas de las muestras RG-04, RO-13, RJ-13, RO-23 en nicols cruzados y nicols paralelos.

La muestra RG-07 se caracteriza por presentar una textura granular, en donde los minerales constituyen un arreglo de bandas claras, constituidas por Qz (38.3 %), Afs (34.8 %), Cal secundaria (1.5 %), y bandas más oscuras, que incluyen Pl (20.9 %), Opx (0.3 %), Cpx (0.3 %) y Opq (1.6 %). El Qz se presenta como cristales anédricos de 0.1 a 5.0 mm de color gris claro, con extinción ondulosa y fracturamiento. Los cristales de Afs son subédricos a anédricos de 0.2 a 1.9 mm, desarrollando maclas de Carlsbad. La Cal secundaria se presenta como cristales de 0.2 a 1.3 mm en color típico de este mineral, de forma anédrica y con clivaje cruzado. La Pl ocurre en forma subédrica, con dimensiones de 0.1 a 0.9 mm, y caracterizada por mostrar un zoneamiento normal, desarrollando maclas polisintéticas. Los piroxenos se presentan como pequeños cristales subédricos de 0.1 a 0.5 mm. Es importante señalar que de acuerdo a sus características petrográficas, esta muestra corresponde a una roca granulítica (roca metamórfica de alto grado), ya que no contiene minerales hidratados (anfíboles o micas).

### **Complejo Intrusivo Matehuapil-El Rabioso**

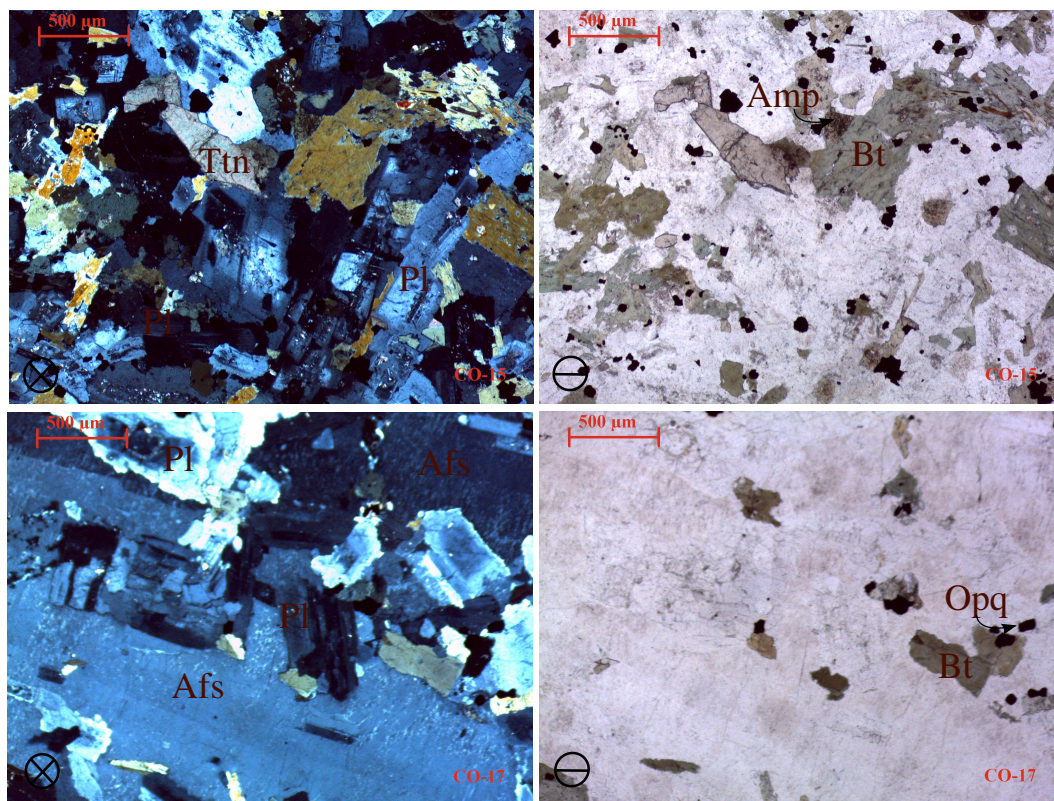
Las muestras colectadas de este complejo son la CO-14, CO-15 y CO-17, estas se caracterizan por presentar una textura fanerítica en muestra de mano, en lámina delgada exhiben una textura inequigranular hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, con un predominio principal de Afs, Pl y Bt (Figura A1.8). El Afs (21.5-36.5 %) se presenta en forma euédrica o subédrica con tamaño de cristales de 0.3 a 2.0 mm.

Por su parte, la Pl (28.0-43.1 %) se presenta en cristales de 0.3 a 2.0 mm con forma euédrica tabular y subédrica, presentando maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (1.1-5.8 %) ocurren como granos subédricos, intrafracturados de 0.3 a 0.5 mm, generalmente diseminados, se caracteriza por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (3.5-4.5 %) y Opx (3.3-3.6 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm. El Cpx exhibe extinción oblicua, con maclas lamelares, presentando por lo general colores de interferencia de tercer orden en nicols cruzados y algunos individuos zonación con forma de reloj de arena. El Opx exhiben tonalidades amarillas y una extinción recta. El tamaño de los Opq (2.2-6.3 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa en las láminas.

El Amf (4.0-8.6 %), ocurre de forma subédrica-euédrica de color café (puede ocurrir en sección transversal perfecta e imperfecta), con un tamaño que varía entre 0.4 a 1.5 mm. Se caracteriza por presentar un pleocroísmo (+) intenso y exhibe exfoliaciones en una y dos direcciones, formando el ángulo típico de 124°. Los cristales de Bt (8.4-13.9 %) exhiben una forma



subédrica de 0.4 a 1.5 mm, con un hábito hojoso, pleocroísmo (+) intenso de color verde oliva, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de Opq.



**Figura A1.8:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo Matehuapil-El Rábioso, mostrando las láminas delgadas de las muestras CO-15 y CO-17 en nicoles cruzados y nicoles paralelos.

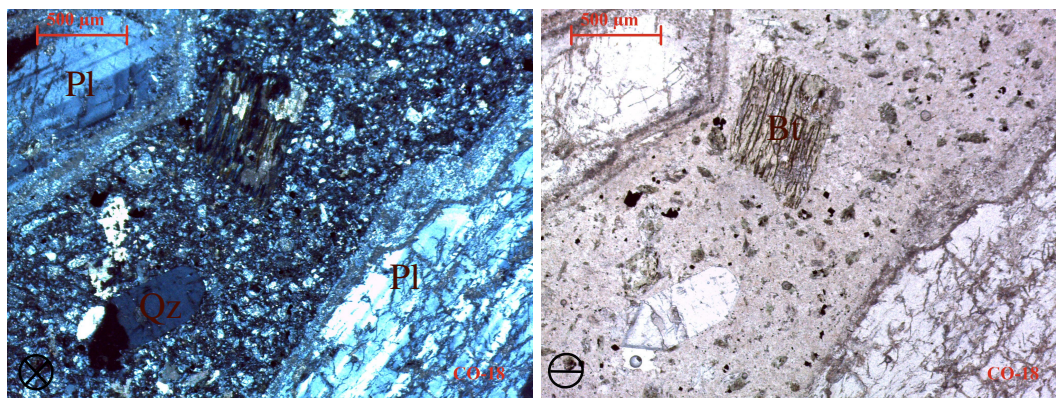
### Complejo Intrusivo El Saltillito

En este complejo se describe únicamente la muestra CO-18, caracterizada por presentar una textura fanerítica en muestra macroscópica y en lámina delgada textura porfirítica hipidiomórfica con tamaño de grano fino a medio, esta muestra presenta un grado de alteración moderado con predominio principal de minerales es de Pl y Afs (Figura A1.9).

El Afs (33.2 %) ocurre con tamaños de 0.3 a 1.5 mm y exhiben formas subédricas con bordes irregulares, la Pl (36.1 %) generalmente exhibe forma euedrica-subédricas tabular, presentando un maclado polisintético o de Carlsbad, exhibiendo zonación oscilatoria. Los cristales de Qz (4.8 %) ocurren como granos subédricos, intrafracturados de 0.2 a 0.5 mm, se caracterizan

por un relieve bajo, una extinción ondulosa y un carácter óptico uniaxial (+). El Cpx (3.2 %) se presenta como cristales de 0.2 a 0.5 mm, principalmente augita. Las dimensiones de los Opq (5.3 %) varían de 0.1 a 0.5 mm, ocurriendo de forma dispersa.

La Ttn (4.0 %) se aprecia con su relieve (+) característico, en secciones transversales imperfecta, con tamaños de 0.2 a 0.5 mm. El Amf (4.3 %), se presenta en formas anedrales y subedrales, de color café, exfoliaciones en una y dos direcciones, presentando el ángulo típico, con tamaños que varían de 0.3 a 1.0 mm, además, presenta intercrecimientos de minerales máficos. Los cristales de Bt (9.1 %) de 0.4 a 1.5 mm, con un hábito subedral (esporádicamente euedrico), presentando pleocroísmo (+) intenso de color verde olivo, extinción recta y clivaje bien desarrollado, con intercrecimientos de minerales máficos y bordes irregulares y cloritizados.



**Figura A1.9:** Principal composición mineralógica presente en el Complejo Intrusivo El Saltillito, mostrando la lámina delgada de la muestra CO-18 en nicols cruzados y nicols paralelos.



## **Anexo II**

### **Datos geoquímicos del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro**

---

Muestra	CO-02 <sup>◇</sup>	CO-05 <sup>◇</sup>	CO-11 <sup>◇</sup>	CO-06 <sup>◇</sup>	CO-01 <sup>◇</sup>	CO-07 <sup>◇</sup>	CO-10 <sup>◇</sup>	CO-03 <sup>◇</sup>
Intrusivo	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>								
SiO <sub>2</sub>	57.517	63.069	60.060	57.896	63.540	64.121	66.732	67.175
TiO <sub>2</sub>	0.970	0.672	0.830	0.943	0.634	0.606	0.469	0.482
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.279	16.035	16.639	17.170	16.285	16.059	16.335	15.751
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.298	1.824	2.065	2.256	1.729	1.816	1.313	1.314
FeO	5.259	3.628	4.420	4.952	3.424	3.555	2.494	2.460
MnO	0.203	0.120	0.139	0.144	0.100	0.039	0.059	0.042
MgO	3.669	2.181	3.401	3.352	2.040	2.110	1.576	1.605
CaO	6.300	5.217	5.632	6.315	4.984	4.425	3.697	3.745
Na <sub>2</sub> O	3.403	3.420	3.697	3.647	3.487	3.292	3.507	3.675
K <sub>2</sub> O	2.725	3.550	2.832	2.802	3.490	3.748	3.630	3.562
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.378	0.285	0.283	0.524	0.286	0.229	0.187	0.189
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>								
V	162.86	106.11	143.22	154.81	100.38	98.91	71.16	66.60
Co	17.07	12.10	18.32	19.70	10.16	5.56	6.41	5.91
Zn	157.72	55.03	100.74	81.93	50.12	18.64	15.32	23.97
Rb	97.78	104.44	86.07	89.36	101.37	130.39	99.79	97.41
Sr	540	508	575	758	498	432	416	471
Y	28.14	22.33	28.89	25.49	21.69	21.08	22.16	22.82
Zr	147.24	176.40	119.75	189.77	161.71	215.07	145.37	160.35
Nb	13.36	12.87	12.00	14.14	15.95	13.46	14.63	14.64
Cs	2.66	5.17	5.88	6.38	5.00	5.22	4.26	4.07
Ba	751	877	869	925	906	720	858	929
La	31.53	27.31	26.41	33.50	32.33	25.94	33.06	29.62
Ce	66.06	47.11	53.44	68.68	52.09	43.02	50.27	52.59
Nd	37.57	27.45	29.72	37.23	29.91	23.72	27.55	26.74
Sm	7.54	5.26	6.27	7.22	5.46	4.57	5.06	5.18
Eu	1.748	1.432	1.619	1.866	1.446	1.169	1.214	1.219
Yb	2.831	2.320	2.719	2.441	2.237	2.206	2.207	2.346
Lu	0.341	0.344	0.390	0.353	0.324	0.331	0.324	0.342
Ta	0.757	1.095	0.822	0.935	1.210	1.315	1.328	1.300
Pb	38.10	7.49	22.79	13.71	12.61	7.03	7.57	10.79
Th	5.28	10.88	5.88	7.37	9.39	13.44	10.59	11.28

Muestra	RE-03 <sup>◇</sup>	RE-01 <sup>◇</sup>	RE-04 <sup>◇</sup>	RE-05 <sup>◇</sup>	CO-08 <sup>◇</sup>	CO-09 <sup>◇</sup>	CO-13 <sup>◇</sup>	CA91701 <sup>⊖</sup>
Intrusivo	CP	CP	MO	MO	NB	NB	SR	PE
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>								
SiO <sub>2</sub>	64.851	65.985	59.625	64.044	53.505	72.452	68.675	47.627
TiO <sub>2</sub>	0.590	0.564	0.713	0.659	1.265	0.487	0.633	1.469
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.043	15.701	17.018	16.402	17.199	10.444	15.079	15.754
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.793	1.631	2.375	1.729	2.735	0.806	1.306	3.662
FeO	3.481	3.165	4.541	3.542	5.857	1.898	2.278	8.892
MnO	0.038	0.073	0.063	0.116	0.164	0.034	0.042	0.402
MgO	1.860	1.653	2.845	1.934	3.989	1.026	1.161	3.543
CaO	4.066	3.994	4.985	4.629	7.776	7.744	2.777	11.711
Na <sub>2</sub> O	3.105	3.035	3.786	3.220	4.139	3.603	4.115	2.761
K <sub>2</sub> O	3.963	3.971	3.731	3.438	2.784	1.398	3.656	3.491
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.211	0.228	0.318	0.287	0.587	0.108	0.277	0.688
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>								
V	101.19	88.94	131.58	96.58	195.36	66.31	58.28	467.00
Co	6.76	6.47	9.15	9.67	18.80	8.47	6.57	34.00
Zn	39.70	69.85	28.47	106.95	74.43	34.85	60.47	180.00
Rb	155.61	139.33	137.70	110.78	88.89	45.68	100.79	78.00
Sr	488	521	504	522	867	182	792	1677
Y	18.99	18.79	20.38	21.81	28.78	17.97	12.53	45.80
Zr	180.56	165.30	171.01	159.26	159.26	166.63	269.42	172.00
Nb	13.87	13.32	11.62	13.91	10.69	6.79	12.91	16.80
Cs	3.06	3.57	1.85	3.77	6.00	1.20	3.91	1.50
Ba	727	801	992	937	706	628	887	1089
La	18.10	27.34	24.14	28.85	28.07	17.10	34.45	61.40
Ce	34.48	48.75	45.28	50.29	58.65	35.41	68.06	128.00
Nd	18.71	24.11	24.23	29.64	35.60	17.73	34.89	70.30
Sm	3.95	4.51	4.76	5.65	7.40	3.65	5.70	16.40
Eu	1.152	1.262	1.140	1.453	2.004	0.722	1.380	4.610
Yb	2.074	1.994	2.063	2.155	2.659	1.934	1.221	3.930
Lu	0.309	0.281	0.300	0.297	0.385	0.264	0.184	0.562
Ta	1.325	1.380	0.760	1.045	0.703	0.478	0.808	1.410
Pb	6.44	24.48	6.01	32.06	11.18	2.25	14.94	8.00
Th	14.67	12.79	6.14	7.51	5.84	4.91	8.34	6.51

Muestra	R2101 <sup>⊖</sup>	CA91706 <sup>⊖</sup>	CA81808 <sup>⊖</sup>	CA82202 <sup>⊖</sup>	CA91702 <sup>⊖</sup>	V1406 <sup>⊖</sup>	R2202 <sup>⊖</sup>
Intrusivo	PE	PE	PE	PE	PE	PE	PE
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>							
SiO <sub>2</sub>	47.608	49.572	52.236	52.339	53.574	53.312	54.818
TiO <sub>2</sub>	1.392	1.118	1.072	0.970	0.842	1.042	0.919
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.732	16.018	17.578	17.504	18.494	16.664	18.408
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.888	3.170	3.009	3.053	2.767	2.778	2.701
FeO	9.071	6.765	5.953	5.895	4.728	6.269	4.520
MnO	0.392	0.244	0.243	0.229	0.225	0.304	0.205
MgO	3.392	4.690	2.757	2.628	2.371	4.199	2.145
CaO	11.216	10.420	8.881	8.964	7.659	8.428	6.912
Na <sub>2</sub> O	2.742	3.161	3.723	3.456	3.587	4.441	3.903
K <sub>2</sub> O	3.835	4.027	3.947	4.416	5.278	2.059	5.072
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.732	0.816	0.600	0.546	0.474	0.505	0.396
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>							
V	467.00	333.00	270.00	275.00	232.00	220.00	201.00
Co	35.00	33.00	25.00	22.00	21.00	26.00	19.00
Zn	230.00	170.00	130.00	140.00	130.00	160.00	110.00
Rb	90.00	104.00	109.00	118.00	132.00	102.00	128.00
Sr	1757	1580	1472	2192	1785	545	1417
Y	42.20	24.30	31.10	25.70	2.30	23.70	37.80
Zr	193.00	100.00	147.00	125.00	124.00	182.00	114.00
Nb	15.30	11.30	12.80	9.20	9.60	9.60	10.40
Cs	1.80	2.10	1.40	2.10	2.30	1.90	1.60
Ba	1250	964	853	2302	1052	397	963
La	57.80	33.50	42.40	29.90	30.90	36.00	28.40
Ce	120.00	65.00	82.30	61.90	63.70	59.20	61.60
Nd	65.50	35.60	44.20	34.60	36.60	24.60	34.90
Sm	15.30	8.55	9.34	8.21	7.58	5.32	8.31
Eu	4.270	2.540	2.690	2.610	2.270	1.270	2.490
Yb	3.500	2.110	2.990	2.290	2.300	2.330	2.460
Lu	0.527	0.310	0.428	0.330	0.323	0.355	0.355
Ta	1.230	5.710	0.800	0.670	0.720	0.680	0.900
Pb	13.00	11.00	9.00	9.00	15.00	10.00	13.00
Th	6.36	4.66	5.69	4.86	4.81	6.460	3.85

Muestra	V1601 <sup>⊖</sup>	CA42008 <sup>⊖</sup>	CA81806 <sup>⊖</sup>	CA12104 <sup>⊖</sup>	CA42001 <sup>⊖</sup>	CA42006 <sup>⊖</sup>	CA102103 <sup>⊖</sup>
Intrusivo	PE	PE	PE	PE	PE	PE	PE
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>							
SiO <sub>2</sub>	54.934	55.880	58.372	58.541	59.658	60.884	62.882
TiO <sub>2</sub>	0.873	0.718	0.652	0.687	0.664	0.566	0.619
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.938	20.707	19.308	18.207	17.919	18.488	17.656
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.747	2.372	1.993	2.332	2.050	1.656	1.592
FeO	4.599	3.837	3.169	3.450	3.001	2.243	3.219
MnO	0.187	0.193	0.160	0.155	0.151	0.105	0.160
MgO	2.289	1.106	1.344	1.297	1.282	0.929	1.153
CaO	7.000	5.732	5.537	5.167	5.138	4.420	5.681
Na <sub>2</sub> O	3.582	5.499	5.079	4.494	4.798	4.788	4.223
K <sub>2</sub> O	5.383	3.713	4.132	5.369	5.088	5.727	2.611
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.468	0.243	0.254	0.302	0.250	0.194	0.204
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>							
V	207.00	164.00	134.00	143.00	135.00	105.00	72.00
Co	18.00	16.00	9.00	16.00	12.00	7.00	10.00
Zn	120.00	140.00	80.00	110.00	80.00	70.00	60.00
Rb	139.00	99.00	116.00	175.00	182.00	174.00	92.00
Sr	1469	1527	1583	1132	1074	1058	795
Y	23.60	26.70	26.00	26.50	28.40	24.30	32.10
Zr	78.00	123.00	210.00	194.00	180.00	149.00	205.00
Nb	7.70	15.10	12.30	11.20	11.80	11.20	9.80
Cs	1.80	1.80	1.70	2.40	2.30	2.00	1.00
Ba	1277	594	1503	733	709	720	572
La	24.40	39.10	34.30	35.20	33.40	29.70	30.10
Ce	52.40	77.60	68.20	65.50	64.80	59.88	59.10
Nd	32.60	41.10	32.70	30.40	29.40	30.40	27.70
Sm	7.25	8.18	7.37	6.89	6.43	6.06	6.33
Eu	2.220	2.340	2.240	2.020	2.000	1.660	1.860
Yb	1.990	2.320	2.640	2.890	2.640	2.540	3.370
Lu	0.289	0.323	0.387	0.422	0.393	0.391	0.508
Ta	0.710	1.060	0.920	0.810	0.820	0.760	0.870
Pb	12.00	16.00	12.00	11.00	10.00	15.00	
Th	3.38	7.98	7.75	9.10	9.52	8.34	7.21

Muestra	CA51907 <sup>⊖</sup>	CA82201 <sup>⊖</sup>	R2009 <sup>⊖</sup>	RO-05 <sup>⊕</sup>	RO-20 <sup>⊕</sup>	RG-04★	RO-14 <sup>⊕</sup>	RO-24 <sup>⊕</sup>
Intrusivo	PE	PE	PE	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>								
SiO <sub>2</sub>	65.779	71.748	72.854	43.445	47.075	49.547	48.181	51.281
TiO <sub>2</sub>	0.408	0.175	0.170	1.526	1.224	1.108	1.172	0.911
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.294	15.537	14.945	11.050	14.434	14.022	15.201	17.180
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.221	0.538	0.414	4.156	3.601	3.206	3.602	3.212
FeO	2.038	0.731	0.572	12.999	9.125	7.959	8.049	5.984
MnO	0.106	0.016	0.016	0.310	0.265	0.231	0.259	0.246
MgO	0.795	0.235	0.243	7.034	5.146	6.392	4.738	3.289
CaO	3.865	1.124	1.113	13.759	12.233	11.103	11.216	9.036
Na <sub>2</sub> O	4.436	4.641	4.553	2.302	2.730	2.771	3.776	4.228
K <sub>2</sub> O	3.895	5.193	5.049	2.273	3.214	3.185	3.117	4.021
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.163	0.061	0.071	1.146	0.952	0.476	0.688	0.612
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>								
V	64.00	39.00	41.00	552.40	404.21	315.56	339.87	296.20
Co	6.00	3.00	1.00	51.88	39.11	34.77	34.50	24.61
Zn	130.00	180.00		150.85	122.86	158.47	121.91	108.97
Rb	156.00	141.00	118.00	63.50	83.24	82.37	104.45	108.72
Sr	779	466	444	672	1643	717	1772	1910
Y	16.70	11.90	10.30	35.90	33.40	25.20	26.10	29.10
Zr	174.00	147.00	132.00	244.80	199.50	139.70	149.40	145.80
Nb	8.90	6.50	6.00	8.80	8.20	10.30	9.10	9.00
Cs	1.90	0.80	0.70	3.76	0.98	1.07	1.28	0.86
Ba	734	692	675	529	1781	935	1622	2117
La	25.20	18.80	22.10	46.62	51.42	21.47	40.51	44.33
Ce	42.90	27.60	32.30	96.16	99.00	46.55	82.99	90.80
Nd	19.10	8.99	9.92	60.43	61.80	29.98	52.37	57.81
Sm	3.74	1.82	1.81	13.92	13.80	7.29	10.90	12.87
Eu	1.180	0.557	0.538	3.453	3.602	2.114	2.877	3.371
Yb	1.870	1.550	1.500	2.775	2.626	2.211	2.037	2.251
Lu	0.319	0.269	0.270	0.403	0.380	0.329	0.301	0.322
Ta	0.570	0.470	0.470	0.364	0.387	0.496	0.445	0.503
Pb	18.00	12.00	11.00	4.53	6.24	17.88	7.121	7.21
Th	8.70	13.10	14.40	8.97	6.23	4.58	6.58	7.26



Muestra	RJ-15★	RO-09 <sup>▣</sup>	RO-08 <sup>▣</sup>	RO-25 <sup>▣</sup>	RO-26 <sup>▣</sup>	RG-04b★	RJ-20★	RO-21 <sup>▣</sup>
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>								
SiO <sub>2</sub>	58.345	58.503	58.987	59.090	58.431	62.289	58.708	59.574
TiO <sub>2</sub>	0.629	0.316	0.313	0.410	0.111	0.472	0.612	0.349
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.968	21.243	21.405	20.424	22.980	14.812	18.019	20.949
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.483	1.273	1.174	1.493	0.752	1.562	2.171	1.298
FeO	3.441	1.346	1.384	1.846	0.582	2.584	3.433	1.580
MnO	0.068	0.170	0.151	0.106	0.071	0.092	0.122	0.151
MgO	1.817	0.335	0.370	0.830	0.179	1.793	1.739	0.505
CaO	4.427	3.822	4.251	4.207	1.061	7.434	5.626	3.953
Na <sub>2</sub> O	5.649	7.426	6.449	5.092	8.789	3.289	5.028	5.569
K <sub>2</sub> O	4.823	5.514	5.460	6.372	7.016	5.331	4.219	6.005
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.349	0.052	0.055	0.129	0.029	0.343	0.324	0.067
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>								
V	151.06	75.37	64.84	99.12	33.38	99.68	143.10	69.22
Co	7.47	1.64	1.77	5.22	1.16	8.87	11.68	2.48
Zn	30.32	53.66	43.03	44.93	39.15	30.21	51.13	49.15
Rb	117.86	175.48	174.16	151.83	330.33	130.98	120.64	120.61
Sr	910	2252	2857	1802	258	786	1507	1786
Y	21.20	26.40	19.30	18.40	5.00	13.90	24.70	21.00
Zr	162.10	275.00	175.80	151.40	418.80	136.50	258.40	191.30
Nb	8.80	11.80	9.10	10.70	7.30	5.4	15.30	10.10
Cs	0.75	6.56	5.00	0.78	9.54.54	1.60	2.92	0.65
Ba	1040	1566	1657	2490	91	2014	1031	2184
La	33.17	41.83	40.70	35.53	50.12	26.43	43.46	38.77
Ce	64.73	74.71	70.47	65.88	52.41	43.95	84.26	69.52
Nd	35.82	41.10	38.09	31.87	12.27	19.85	41.60	36.56
Sm	7.34	8.40	7.11	6.10	1.42	4.09	8.48	7.07
Eu	2.005	2.338	1.953	1.859	0.310	1.558	2.299	2.085
Yb	1.877	2.545	1.840	1.696	0.696	1.323	2.219	2.052
Lu	0.281	0.382	0.281	0.248	0.128	0.208	0.333	0.311
Ta	0.537	0.448	0.394	0.552	0.173	0.344	0.893	0.471
Pb	2.80	15.84	12.25	9.87	16.49	3.50	9.55	9.244
Th	7.85	18.79	10.03	7.97	0.84	3.00	11.42	9.957

Muestra	RJ-16★	RO-22 <sup>Ⓜ</sup>	RG-09★	RO-27 <sup>Ⓜ</sup>	RO-12 <sup>Ⓜ</sup>	RO-19 <sup>Ⓜ</sup>	RO-18 <sup>Ⓜ</sup>	RO-23 <sup>Ⓜ</sup>
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>								
SiO <sub>2</sub>	61.351	59.655	61.522	59.957	60.242	60.389	60.744	61.058
TiO <sub>2</sub>	0.563	0.353	0.490	0.549	0.413	0.546	0.519	0.414
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.353	20.880	18.017	18.078	20.001	18.651	18.503	20.206
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.665	1.321	1.741	1.645	1.455	1.857	1.810	1.350
FeO	2.725	1.716	3.003	2.147	1.861	2.776	2.662	1.838
MnO	0.132	0.161	0.142	0.090	0.171	0.121	0.131	0.081
MgO	1.246	0.525	1.660	1.315	0.539	1.021	1.106	0.686
CaO	4.981	4.338	4.839	5.028	4.156	4.790	4.556	3.816
Na <sub>2</sub> O	5.156	5.703	5.075	4.802	6.625	5.117	5.451	5.492
K <sub>2</sub> O	3.618	5.269	3.220	6.114	4.455	4.531	4.324	4.967
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.210	0.079	0.289	0.275	0.082	0.202	0.194	0.092
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>								
V	89.17	70.38	87.25	92.33	84.46	87.94	94.90	90.28
Co	6.70	2.78	7.74	4.22	2.90	5.57	6.27	3.35
Zn	57.77	44.05	71.59	26.89	58.94	41.12	39.99	19.93
Rb	136.89	119.58	74.12	144.23	113.92	134.24	129.30	109.95
Sr	1545	2047	1266	1195	2550	1398	1433	1923
Y	21.50	22.60	22.30	23.00	39.30	24.20	22.20	24.10
Zr	266.00	209.50	191.90	163.20	223.40	216.90	181.90	130.40
Nb	14.20	9.60	10.20	10.60	13.70	10.80	11.70	11.90
Cs	2.34	3.94	1.35	1.82	2.82	2.11	1.67	1.04
Ba	1104	2705	1171	1170	1492	1518	1697	2829
La	41.71	40.81	27.32	35.05	61.74	40.87	43.86	41.53
Ce	79.37	73.85	53.50	69.64	110.25	72.26	77.32	77.32
Nd	36.77	37.82	28.70	38.54	51.92	40.49	38.35	42.74
Sm	6.97	7.42	6.17	7.91	10.31	8.28	7.63	8.14
Eu	1.934	2.174	1.907	2.163	2.741	2.273	2.119	2.330
Yb	2.124	2.255	2.180	2.148	4.454	2.176	1.996	2.167
Lu	0.329	0.348	0.341	0.323	0.683	0.328	0.296	0.312
Ta	0.806	0.437	0.587	0.592	0.717	0.616	0.686	0.789
Pb	9.33	8.74	6.66	4.16	13.12	8.82	7.75	4.07
Th	10.63	8.55	5.78	7.81	10.46	10.77	11.18	8.30

Muestra	RJ-18★	RO-29▣	RJ-14★	RJ-12★	RO-28▣	RO-17▣	RO-16▣	RJ-19★
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Composición de elementos mayores anhidra ( %m/m aj.)</b>								
SiO <sub>2</sub>	61.716	61.965	62.392	62.353	62.735	63.018	64.521	66.901
TiO <sub>2</sub>	0.420	0.385	0.472	0.512	0.212	0.260	0.212	0.244
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.844	19.375	18.063	18.208	20.198	19.668	17.775	17.220
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.574	1.229	1.573	1.513	0.736	0.673	0.795	0.999
FeO	2.170	1.454	2.256	2.376	0.771	0.686	0.730	1.217
MnO	0.097	0.123	0.050	0.083	0.047	0.117	0.090	0.040
MgO	0.834	0.512	1.282	1.033	0.277	0.315	0.608	0.437
CaO	3.896	3.190	3.804	4.656	2.231	2.210	1.322	1.744
Na <sub>2</sub> O	6.169	6.269	6.268	5.601	5.508	5.630	5.322	5.456
K <sub>2</sub> O	4.138	5.425	3.639	3.481	7.259	7.372	8.558	5.671
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.144	0.073	0.200	0.185	0.026	0.052	0.068	0.071
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>								
V	70.58	76.51	65.28	81.49	34.97	34.93	70.76	48.60
Co	3.84	3.48	3.94	5.03	1.57	1.54	1.35	2.44
Zn	24.87	47.60	16.33	30.50	25.03	42.65	27.32	24.68
Rb	84.98	112.18	73.36	72.40	195.31	161.28	179.75	179.09
Sr	1976	1793	1040	1514	1077	628	296	532
Y	24.90	18.80	20.50	23.40	9.90	18.00	13.50	14.30
Zr	325.30	148.60	214.00	281.70	190.80	158.60	232.50	261.10
Nb	18.50	12.40	12.40	15.30	8.30	10.00	10.70	14.20
Cs	1.01	1.31	0.97	1.54	6.54	1.50	0.48	2.64
Ba	1312	1640	801	1092	820	898	617	392
La	52.12	33.10	34.42	39.07	21.39	37.03	37.45	51.42
Ce	87.64	63.00	62.34	75.83	36.92	59.99	55.83	61.31
Nd	40.87	33.54	32.15	36.92	18.50	24.20	18.58	18.33
Sm	7.76	6.50	6.15	6.93	3.26	4.09	3.05	3.06
Eu	2.189	1.848	1.743	1.885	0.980	1.063	0.735	0.808
Yb	2.544	1.594	2.052	2.250	1.077	2.242	1.575	1.948
Lu	0.397	0.243	0.320	0.343	0.175	0.362	0.259	0.336
Ta	0.962	0.610	0.737	0.905	0.414	0.384	0.557	0.518
Pb	6.14	8.59	2.04	4.93	10.88	11.958	5.316	8.502
Th	16.76	10.96	7.58	8.32	8.70	9.624	22.288	42.513

Muestra	RG-07★	CO-15 <sup>⊖</sup>	CO-17 <sup>⊖</sup>	CO-14 <sup>⊖</sup>	CO-18 <sup>⊖</sup>
Intrusivo	RO	MR	MR	MR	SA
<b>Composición anhidra elementos mayores ( %m/m aj.)</b>					
SiO <sub>2</sub>	77.992	56.434	58.902	59.545	61.479
TiO <sub>2</sub>	0.125	0.787	0.525	0.628	0.556
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.507	17.358	19.403	18.269	16.897
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.188	2.983	2.153	2.425	2.133
FeO	0.296	4.568	2.382	3.157	3.015
MnO	0.006	0.254	0.163	0.142	0.124
MgO	0.231	3.076	1.261	1.682	2.455
CaO	2.517	7.159	5.218	5.542	5.137
Na <sub>2</sub> O	2.106	4.622	5.212	4.329	3.848
K <sub>2</sub> O	6.011	2.369	4.615	3.994	3.984
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.020	0.392	0.165	0.285	0.373
<b>Composición de elementos traza (ppm)</b>					
V	14.91	187.92	100.06	130.86	130.48
Co	1.02	19.97	6.96	11.40	11.53
Zn	5.99	88.18	46.97	38.96	305.91
Rb	117.12	120.93	91.07	134.21	118.54
Sr	270	958	1177	1144	823
Y	2.00	17.40	21.20	24.80	16.50
Zr	48.00	96.70	187.60	284.20	138.00
Nb	2.20	10.00	11.20	12.00	13.10
Cs	0.62	1.40	0.88	0.86	3.28
Ba	1292	373	1041	766	1708
La	8.14	41.91	34.67	37.23	22.25
Ce	9.81	69.13	52.13	69.50	37.32
Nd	3.46	29.14	33.43	38.11	21.73
Sm	0.56	5.31	6.28	7.35	4.53
Eu	0.750	1.323	1.725	1.893	1.367
Yb	0.221	1.766	2.493	2.548	1.604
Lu	0.042	0.264	0.300	0.387	0.234
Ta	0.148	0.407	0.645	0.717	0.800
Pb	6.93	5.36	7.43	6.92	8.96
Th	0.54	10.28	7.22	10.25	6.63

# Anexo III

## Determinación mineralógica teórica (Norma) del CICO

```
1                                     #NORRRM#
2                                     # Reproduce la Norma CIPW (Verma et al., 2003) #
3
4                                     # Es indispensable usar el RGUI o Rkward #
5 #Prerequisitos: Cargar los valores de elemetos mayores y traza, nombrados de la siguiente
   manera: SI02.b, TI02.b, AL203.b, FE203.b, MNO.b, MGO.b, CAO.b, NA20.b, K20.b, P205.b
   , LOI.b, Ni, Co, Sr, Ba, Rb, Cs, Zr, Cr, V, en un archivo nombrado DATA#
6
7                                     # Cargamos los pesos moleculares (WIESER, 2006) #
8 amuO<-15.9994; amuNa<-22.98976928; amuMg<-24.3050; amuBa<-137.327 amuAl<-26.9815386;
   amuSi<-28.0855; amuP<-30.973762; amuK<-39.0983; amuCa<-40.078; amuTi<-47.867; amuV<-
   50.9415;
9 amuCr<-51.9961; amuMn<-54.938045; amuFe<-55.845; amuCo<-58.933195; amuNi<-58.6934; amuRb
   <-85.4678; amuSr<-87.62; amuZr<-91.224; amuCs<-132.9054519
10
11                                     # Oxidos #
12 amuSiO2<-(amuSi)+(amuO*2) ; amuTiO2<-(amuTi)+(amuO*2) amuAl2O3<-(amuAl*2)+(amuO*3) ;
   amuFe2O3<-(amuFe*2)+(amuO*3) amuFeO<-(amuFe)+(amuO) ; amuMnO<-(amuMn)+(amuO) ;
   amuMgO<-(amuMg)+(amuO) ; amuCaO<-(amuCa)+(amuO) amuNa2O<-(amuNa*2)+(amuO) ; amuK2O<-
   (amuK*2)+(amuO) amuP2O5<-(amuP*2)+(amuO*5) ; amuNiO<-(amuNi)+(amuO) ; amuCoO<-(amuCo
   )+(amuO) ; amuSrO<-(amuSr)+(amuO) ; amuBaO<-(amuBa)+(amuO) ; amuRb2O<-(amuRb*2)+(
   amuO) amuCs2O<-(amuCs*2)+(amuO); amuZrO2<-(amuZr)+(amuO*2) amuCr2O3<-(amuCr*2)+(amuO*
   3); amuV2O3<-(amuV*2)+(amuO*3); attach(DATA)
13
14                                     #Conversion de traza a % #
15 (Ni*amuNiO)/(amuNi*10000)->NiO.aj ; (Co*amuCoO)/(amuCo*10000)->CoO.aj ; (Sr*amuSrO)/(
   amuSr*10000)->SrO.aj ; (Ba*amuBaO)/(amuBa*10000)->BaO.aj ; (Rb*amuRb2O)/((amuRb*2)*
   10000)->Rb2O.aj ; (Cs*amuCs2O)/((amuCs*2)*10000)->Cs2O.aj ; (Zr*amuZrO2)/(amuZr*
   10000)->ZrO2.aj ; (Cr*amuCr2O3)/((amuCr*2)*10000)->Cr2O3.aj ; (V*amuV2O3)/((amuV*2)*
   10000)->V2O3.aj ; traza.aj<-(NiO.aj+CoO.aj+SrO.aj+BaO.aj+Rb2O.aj+Cs2O.aj+ZrO2.aj+
   Cr2O3.aj+V2O3.aj)
16
17                                     #Correccion de Fierro para rocas plutónicas según Le Maitre 1976#
18 RELACION1<-0.93-(0.0016*SI02.b)-(0.027*(NA20.b+K20.b)) FE203.b/1.111348->TotalFe TotalFe*
   RELACION1*1.111348->FE0.m1 TotalFe*(1-RELACION1)->FE203.m1
19
20                                     #Primero se determina la base anhidra#
```

```

21 SI02.b + TI02.b + AL203.b + FE203.m1 + FEO.m1 + MN0.b + MG0.b + CA0.b + NA20.b + K20.b +
    P205.b + LOI.b->TOTAL (SI02.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->Si02.aj (TI02.b*100)/(TOTAL-LOI.b)
    ->Ti02.aj (AL203.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->Al203.aj (FEO.m1*100)/(TOTAL-LOI.b)->Fe0.aj (
    FE203.m1*100)/(TOTAL-LOI.b)->Fe203.aj (MN0.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->Mn0.aj (MG0.b*100)/(
    TOTAL-LOI.b)->Mg0.aj (CA0.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->Ca0.aj (NA20.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->
    Na20.aj (K20.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->K20.aj (P205.b*100)/(TOTAL-LOI.b)->P205.aj detach(
    DATA) attach(DATA) SUMA.MAY<-Si02.aj+ Ti02.aj + Al203.aj + Fe203.aj + Fe0.aj + Mn0.aj
    + Mg0.aj + Ca0.aj+ Na20.aj +K20.aj +P205.aj

22
23 #Impn de elementos mayores anhidros#
24 (Si02.aj,digits=3)->DATA$Si02.aj; (Ti02.aj,digits=3)->DATA$Ti02.aj (Al203.aj,digits=3)->
    DATA$Al203.aj; (Fe203.aj,digits=3)->DATA$Fe203.aj (Fe0.aj,digits=3)->DATA$Fe0.aj; (
    Mn0.aj,digits=3)->DATA$Mn0.aj (Mg0.aj,digits=3)->DATA$Mg0.aj; (Ca0.aj,digits=3)->DATA
    $Ca0.aj (Na20.aj,digits=3)->DATA$Na20.aj; (K20.aj,digits=3)->DATA$K20.aj (P205.aj,
    digits=3)->DATA$P205.aj; (SUMA.MAY,digits=6)->DATA$SUMA.MAY

25
26 ##Segundo ajuste al 100%#
27 faj2<-function (x) (100*x)/(Si02.aj+Ti02.aj+Al203.aj+Fe203.aj+Fe0.aj+Mn0.aj+Mg0.aj+Ca0.aj
    +Na20.aj+K20.aj+P205.aj+Ni0.aj+Co0.aj+Sr0.aj+Ba0.aj+Rb20.aj+Cs20.aj+Zr02.aj+Cr203.aj+
    V203.aj) Si02.2aj<-faj2(Si02.aj) ; Ti02.2aj<-faj2(Ti02.aj) Al203.2aj<-faj2(Al203.aj)
    ; Fe203.2aj<-faj2(Fe203.aj) Fe0.2aj<-faj2(Fe0.aj) ; Mn0.2aj<-faj2(Mn0.aj) ; Mg0.2aj<-
    faj2(Mg0.aj) Ca0.2aj<-faj2(Ca0.aj) ; Na20.2aj<-faj2(Na20.aj) ; K20.2aj<-faj2(K20.aj)
    P205.2aj<-faj2(P205.aj) ; Ni0.2aj<-faj2(Ni0.aj) ; Co0.2aj<-faj2(Co0.aj) Sr0.2aj<-faj2
    (Sr0.aj) ; Ba0.2aj<-faj2(Ba0.aj) ; Rb20.2aj<-faj2(Rb20.aj) Cs20.2aj<-faj2(Cs20.aj) ;
    Zr02.2aj<-faj2(Zr02.aj) Cr203.2aj<-faj2(Cr203.aj) ; V203.2aj<-faj2(V203.aj)

28
29 #Conversion a moles#
30 si<-(Si02.2aj/amuSi02) ; ti<-(Ti02.2aj/amuTi02) al<-(Al203.2aj/amuAl203) ; fe3<-(Fe203.2
    aj/amuFe203) mn<-(Mn0.2aj/amuMn0) ; fe2<-(Fe0.2aj/amuFe0)+(Mn0.2aj/amuMn0)+(Co0.2aj/
    amuCo0)+(Ni0.2aj/amuNi0) mg<-(Mg0.2aj/amuMg0) ; ca<-(Ca0.2aj/amuCa0)+(Ba0.2aj/amuBa0)
    +(Sr0.2aj/amuSr0) na<-(Na20.2aj/amuNa20) ; k<-(K20.2aj/amuK20)+(Rb20.2aj/amuRb20)+(
    Cs20.2aj/amuCs20) p<-(P205.2aj/amuP205) ; cr<-(Cr203.2aj/amuCr203)+(V203.2aj/amuV203)
    zr<-(Zr02.2aj/amuZr02) ; co<-(Co0.2aj/amuCo0) ni<-(Ni0.2aj/amuNi0) ; ba<-(Ba0.2aj/
    amuBa0) sr<-(Sr0.2aj/amuSr0) rb<-(Rb20.2aj/amuRb20) ; cs<-(Cs20.2aj/amuCs20) ; v<-(
    V203.2aj/amuV203)

31
32 ###función###
33
34 #Zircon normativo#
35 Z<-zr ; Y<-Z

36 #Apatito normativo#
37 if (ca >= 10 / 3 * p){ Ap<-p car<-ca - (p * 10 / 3) FreeP205<-p * 0 }else{ Ap<-3/10 * ca
    car<-0 FreeP205<-p - (3/10 * ca) }

38 #Cromita normativo#
39 if (cr > 0 & fe2 >= cr){ Cm<-cr fe2r<-fe2-cr FreeCr203<-cr*0 }else{ Cm<-fe2 fe2r<-fe2 * 0
    FreeCr203<-cr-fe2 }

40 #Ilmenita normativo#
41 if (fe2r >= ti){ Il<-ti fe2r1<-fe2r - ti tir<-ti * 0 }else{ Il<-fe2r tir<-ti - fe2r fe2r1
    <-fe2r * 0 }

42 #Ortoclase/ Metasilicato de potasio normativo#
43 if (al >= k){ ort<-k alr<-al - k kr<-k * 0 }else{ ort<-al kr<-k - al alr<-al * 0 } ifelse
    (kr >= 0, Ks<-kr * 0,Ks<-kr)->Ks ifelse(al >= k , Y1<-Y+(6*ort),Y1<-Y+(6*ort)+Ks) kr1
    <-kr * 0

44 #Albita normativo#

```



```

45 if (alr >= na){ ab<-na alr1<-alr - na nar<-na * 0 }else{ ab<-alr nar<-na - alr alr1<-alr
    * 0 } Y2<-Y1 + (6 * ab)
46                                     #Acmita normativo/Metasilicato sódico#
47 if (nar >= fe3){ Ac<-fe3 nar1<-nar - fe3 fe3r<-fe3 * 0 }else{ Ac<-nar fe3r<-fe3 - nar
    nar1<-nar * 0 } ifelse(nar >= fe3 , Ns<-nar1,Ns<-nar1*0)->Ns ifelse(nar >= fe3 , Y3<-
    Y2+(4*Ac)+ns,Y3<-Y2+(4*Ac))
48                                     #Anortita normativo/Corindon#
49 alr2<-alr1 - car
50 if (alr1 >= car){ An<-car car1<-car * 0 }else{ An<-alr1 car1<-car - alr1 }
51 ifelse(alr2 >= 0, Cor<-alr2,Cor<-alr2 * 0)->Cor Y4<-Y3+(2*An); alr3<-alr2 * 0
52                                     #Esfena normativa/Rutilo#
53 if (car1 >= tir){ tnp<-tir car2<-car1 - tir tir2<-tir * 0 }else{ tnp<-car1 tir2<-tir -
    car1 car2<-car1 * 0 } ifelse(tir2 >= 0, Ru<-tir2,ru<-tir2 * 0)->Ru
54 Y5<-Y4+tnp
55                                     #Magnetita normativo/Hematita#
56 if (fe3r >= fe2r1){ Mt<-fe2r1 fe3r1<-fe3r - fe2r1 fe2r2<-fe2r1 * 0 }else{ Mt<-fe3r fe3r1
    <-fe3r * 0 fe2r2<-fe2r1 - fe3r } ifelse(fe3r1 >= 0, Hm<-fe3r1,Hm<-fe3r1 * 0)->Hm
    fe3r2<-fe3r1 * 0
57                                     #Incluir MgFeO y relaciones Fe y Mg#
58 fer<-fe2r2 / (fe2r2 + mg); mgr<-mg / (fe2r2 + mg); femg<-fe2r2 + mg
59
60                                     #Diopsido/Wollastonita/Hiperstena#
61 ifelse(car2 >= femg, di<-femg,di<-car2)->di ifelse(car2 >= femg, car3<-car2 - femg,car3<-
    car2)->car3 ifelse(car2 >= femg & car3 > 0, wo<-car3,wo<-car3 * 0)->wo ifelse(car2 >=
    femg, femgr<-femg * 0,femgr<-femg - car2)->femgr ifelse(car2 >= femg, hy<-femgr * 0,
    hy<-femgr)->hy ifelse(car2 >= femg, Y6<-Y5+(2*di)+wo,Y6<-Y5+(2*di)+hy)->Y6
62
63                                     #Correccion de oxidos para minerales normativos#
64 Fe0.c<-Fe0.m+Mn0.m+Co0.m+Ni0.m Fe0.x<-Fe0.m/Fe0.c Mn0.x<-Mn0.m/Fe0.c ; Co0.x<-Co0.m/Fe0.c
    ; Ni0.x<-Ni0.m/Fe0.c Ca0.c<-Ca0.m+Ba0.m+Sr0.m Ca0.x<-Ca0.m/Ca0.c ; Ba0.x<-Ba0.m/Ca0.
    c ; Sr0.x<-Sr0.m/Ca0.c Na20.c<-Na20.m Na20.x<-Na20.m/Na20.c K20.c<-K20.m+Rb20.m+Cs20.
    m K20.x<-K20.m/K20.c ; Rb20.x<-Rb20.m/K20.c ; Cs20.x<-Cs20.m/K20.c Cr203.c<-Cr203.m+
    V203.m Cr203.x<-Cr203.m/Cr203.c ; V203.x<-V203.m/Cr203.c
65
66                                     #Pesos moleculares de minerales normativos#
67 An.m<-222.129876+(amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)
68 Di.m<-160.4730+(amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)
69 Wo.m<-60.0843+(amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)
70 En.m<-100.3887
71 Fs.m<-60.0843+(amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)+(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)
72 Cs.m<-60.0843+(2*((amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)))
73 Tn.m<-139.9501+(amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)
74 Pf.m<-79.8558+(amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)
75 Ap.m<-141.944522+((10/3)*((amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)))
76 Hyfe.m<-60.0843+(amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)+(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)
77 Hymg.m<-100.3887
78 Olfe.m<-60.0843+(2*((amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)+(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)))
79 Olmg.m<-140.6931
80 Mt.m<-159.6882+(amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)+(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)
81 Il.m<-79.8658+(amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)+(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)
82 Ab.m<-524.446016
83 Ne.m<-284.108816
84 Th.m<-80.0642+(amuNa20*Na20.x)
85 Ac.m<-400.0254+(amuNa20*Na20.x)
86 Ns.m<-60.0843+(amuNa20*Na20.x)
    
```

```

87 Or.m<-462.467076+(amuK20*K20.x)+(amuRb20*Rb20.x)+(amuCs20*Cs20.x)
88 Lc.m<-342.298476+(amuK20*K20.x)+(amuRb20*Rb20.x)+(amuCs20*Cs20.x)
89 Kp.m<-222.129876+(amuK20*K20.x)+(amuRb20*Rb20.x)+(amuCs20*Cs20.x)
90 Ks.m<-60.0843+(amuK20*K20.x)+(amuRb20*Rb20.x)+(amuCs20*Cs20.x)
91 Di.m<-120.1686+(amuCa0*Ca0.x)+(amuBa0*Ba0.x)+(amuSr0*Sr0.x)+(amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)
    +(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)
92 Cm.m<-(amuFe0*Fe0.x)+(amuMn0*Mn0.x)+(amuCo0*Co0.x)+(amuNi0*Ni0.x)+(amuCr203*Cr203.x)+(
    amuV203*V203.x)
93 C.m<-101.961276
94 Hm.m<-159.6882
95 Ru.m<-79.8658
96 Z.m<-183.3071
97 Q.m<-60.0843
98 Ol.m<-140.6931
99
100                                     #Saturacion de cuarzo#
101 D<-Y6-si
102 "Saturado"<-ifelse(D<= 0,TRUE,FALSE)
103
104                                     #Definir proporciones minerales saturada#
105 ifelse(Saturado,Q<-si-Y6,Q<-0)->Q
106 ifelse(Saturado,Hy.S<-hy,Hy.S<-0)->Hy.S
107 ifelse(Saturado,Tn.S<-tnp,Tn.S<-0)->Tn.S
108 ifelse(Saturado,Ab.S<-ab,Ab.S<-0)->Ab.S
109 ifelse(Saturado,Or.S<-ort,Or.S<-0)->Or.S
110 ifelse(Saturado,Wo.S<-wo,Wo.S<-0)->Wo.S
111 ifelse(Saturado & di > 0,Di.S<-di,Di.S<-0)->Di.S
112 0->Ne.S ; 0->Lc.S ; 0->Ol.S 0->Pf.S ; 0->Cs.S ; 0->Kp.S
113 ifelse(Saturado, D<-Y6 * 0,D<-Y6-si)->D
114
115                                     #Olivino/Hiperstena normativo#
116 if (D <= hy / 2){ ol<-D hyr<-hy - (2 * D) }else{ ol<-hy / 2 hyr<-hy * 0 }
117 ifelse(D !=0,Ol<-ol,Ol<-Ol.S)->Ol
118 ifelse(D !=0,Hy<-hyr,Hy<-Hy.S)->Hy
119 ifelse(D !=0,Tn<-tnp,Tn<-Tn.S)->Tn
120 ifelse(D !=0,Ab<-ab,Ab<-Ab.S)->Ab
121 ifelse(D !=0,Or<-ort,Or<-Or.S)->Or
122 ifelse(D !=0,Wo<-wo,Wo<-Wo.S)->Wo
123 ifelse(D !=0,Di<-di,Di<-Di.S)->Di
124 ifelse(D <= hy / 2, D1<-D * 0, D1<-D - hyr/2)->D1
125
126                                     #Esfena /Perovskita normativa#
127 if (D1 <= tnp){ tnr<-tnp - D1 pf<-D1 }else{ tnr<-tnp * 0 pf<-tnp }
128 ifelse(D1 !=0,Tn1<-Tn,Tn1<-tnr)->Tn1
129 ifelse(D1 !=0,Pf<-pf,Pf<-Pf.S)->Pf D2<-D1-tnr
130 ifelse(D1 <= tnp, D2<-D1 * 0, D2<-D1-tnr)->D2
131
132                                     #Nefelina /Albita normativa#
133 if (D2 <= 4 * ab){ ne<-D2 / 4 abr<-ab - (D2 / 4) }else{ ne<-ab abr<-ab * 0 }
134 ifelse(D2 !=0,Ab1<-abr,Ab1<-Ab)->Ab1
135 ifelse(D2 !=0,Ne<-ne, Ne<-Ne.S)->Ne
136 ifelse(D2 <= 4 * ab, D3<-D2 * 0, D3<-D2 - 4 * ab)->D3
137
138                                     #Leucita/Ortoclasa Normativa#
139 if (D3 <= 2 * Or){ Lc<-D3 / 2 Or1<-Or - (D3 / 2) }else{ Lc<-Or Or1<-Or * 0}
    
```

```

140 ifelse(D3 !=0,Lc1<-Lc,Lc1<-Lc.S)->Lc1 ifelse(D3 !=0,Or2<-Or1, Or2<-Or)->Or2
141 ifelse(D3 <= 2 * Or, D4<-D3 * 0, D4<-D3 - 2 * Or)->D4
142
143 #Silicato dicalcico/wolastonita#
144 if (D4 < wo / 2){ Cs<-D4 Wo1<-Wo - 2 * d }else{ Cs<-wo / 2 Wo1<-Wo * 0 }
145 ifelse(D4 !=0,Wo2<-Wo1,Wo2<-wo)->Wo2
146 ifelse(D4 !=0,Cs1<-Cs, Cs1<-Cs.S)->Cs1
147 ifelse(D4 < wo / 2, D5<-D4 * 0, D5<-D4 - Wo1/2)->D5
148
149 #Silicato dicalcico/olivino#
150 if (D5 <= Di){ Cs2<-Cs1 + D5 / 2 O11<-O1 + D5 / 2 Di1<-Di - D5 }else{ Cs2<-Cs1 + Di / 2
    O11<-O1 + D5 / 2 Di1<-Di * 0 }
151 ifelse(D5 !=0,Cs3<-Cs2,Cs3<-Cs1)->Cs3
152 ifelse(D5 !=0,O12<-O11,O12<-O1)->O12
153 ifelse(D5 !=0,Di2<-Di1,Di2<-Di)->Di2
154 ifelse(D5 <= Di, D6<-D5 * 0, D6<-D5 - Di1)->D6
155
156 #Kaliofilita/Leucita#
157 ifelse(D6 !=0,Kp1<-D6 / 2 , Kp1<-D6 * 0)->Kp1
158 ifelse(D6 !=0,Lc2<-Lc1 - D6 / 2, Lc2<-Lc1)->Lc2
159 ifelse(Kp1 !=0, D7<-D6 * 0, D7<-D6)->D7
160
161 #Deficiencia de SiO2#
162 ifelse(D7 !=0,DEFSIO2<-D7,DEFSIO2<-D7 * 0)->DEFSIO2
163
164 #Miembros finales de minerales Fe y Mg#
165 En<-mgr * Hy
166 Fs<-fer * Hy
167 Fo<-mgr * O12
168 Fa<-fer * O12
169 MgDi<-mgr * Di2
170 FeDi<-fer * Di2
171
172 #Impresion de minerales normativos##
173 DATA$HOLE.2<-("")
174 Q*Q.m->Q.NORRRM;round(Q.NORRRM,digits=3)->DATA$Q.NORRRM
175 Or2*Or.m->Or.NORRRM;round(Or.NORRRM,digits=3)->DATA$Or.NORRRM
176 Ab1*Ab.m->Ab.NORRRM;round(Ab.NORRRM,digits=3)->DATA$Ab.NORRRM
177 An*An.m->An.NORRRM;round(An.NORRRM,digits=3)->DATA$An.NORRRM
178 Ne*Ne.m->Ne.NORRRM;round(Ne.NORRRM,digits=3)->DATA$Ne.NORRRM
179 Lc2*Lc.m->Lc.NORRRM;round(Lc.NORRRM,digits=3)->DATA$Lc.NORRRM
180 C*C.m->C.NORRRM;round(C.NORRRM,digits=3)->DATA$C.NORRRM
181 MgDi*En.m->MgDi.NORRRM;round(MgDi.NORRRM,digits=3)->DATA$MgDi.NORRRM
182 FeDi*Fs.m->FeDi.NORRRM;round(FeDi.NORRRM,digits=3)->DATA$FeDi.NORRRM
183 En*Hymg.m->En.NORRRM;round(En.NORRRM,digits=3)->DATA$En.NORRRM
184 Fs*Hyfe.m->Fs.NORRRM;round(Fs.NORRRM,digits=3)->DATA$Fs.NORRRM
185 Fo*O1mg.m->Fo.NORRRM;round(Fo.NORRRM,digits=3)->DATA$Fo.NORRRM
186 Fa*O1fe.m->Fa.NORRRM;round(Fa.NORRRM,digits=3)->DATA$Fa.NORRRM
187 Z*Z.m->Z.NORRRM;round(Z.NORRRM,digits=3)->DATA$Z.NORRRM
188 Mt*Mt.m->Mt.NORRRM;round(Mt.NORRRM,digits=3)->DATA$Mt.NORRRM
189 Il*Il.m->Il.NORRRM;round(Il.NORRRM,digits=3)->DATA$Il.NORRRM
190 Ap.m*Ap->Ap.NORRRM;round(Ap.NORRRM,digits=3)->DATA$Ap.NORRRM
191 Cm.m*Cm->Cm.NORRRM;round(Cm.NORRRM,digits=3)->DATA$Cm.NORRRM
192 Ac*Ac.m->Ac.NORRRM;round(Ac.NORRRM,digits=3)->DATA$Ac.NORRRM
193 Ks*Ks.m->Ks.NORRRM;round(Ks.NORRRM,digits=3)->DATA$Ks.NORRRM
    
```

```

194 Ns*Ns.m->Ns.NORRRM;round(Ns.NORRRM,digits=3)->DATA$Ns.NORRRM
195 Ru*Ru.m->Ru.NORRRM;round(Ru.NORRRM,digits=3)->DATA$Ru.NORRRM
196 Hm.m*Hm->Hm.NORRRM;round(Hm.NORRRM,digits=3)->DATA$Hm.NORRRM
197 Tn.m*Tn1->Tn.NORRRM;round(Tn.NORRRM,digits=3)->DATA$Tn.NORRRM
198 Pf.m*Pf->Pf.NORRRM;round(Pf.NORRRM,digits=3)->DATA$Pf.NORRRM
199 Wo.m*Wo2->Wo.NORRRM;round(Wo.NORRRM,digits=3)->DATA$Wo.NORRRM
200 Cs.m*Cs3->Cs.NORRRM;round(Cs.NORRRM,digits=3)->DATA$Cs.NORRRM
201 Kp.m*Kp1->Kp.NORRRM;round(Kp.NORRRM,digits=3)->DATA$Kp.NORRRM
202 FreeP205*P205.m->FreeP205.NORRRM
203 round(FreeP205.NORRRM,digits=3)->DATA$FreeP205.NORRRM
204 FreeCr203*Cr203.m->FreeCr203.NORRRM
205 round(FreeCr203.NORRRM,digits=3)->DATA$FreeCr203.NORRRM
206 DEFSIO2*SiO2.m->DEFSIO2.NORRRM
207 round(DEFSIO2.NORRRM,digits=3)->DATA$DEFSIO2.NORRRM
208 DATA$Salic<-Q.NORRRM+Or.NORRRM+Ab.NORRRM+An.NORRRM+Ne.NORRRM+Lc.NORRRM+C.NORRRM+Z.NORRRM+
    Tn.NORRRM+Kp.NORRRM
209 DATA$Femic<-MgDi.NORRRM+FeDi.NORRRM+En.NORRRM+Fs.NORRRM+Fo.NORRRM+Fa.NORRRM+Mt.NORRRM+Il.
    NORRRM+Ap.NORRRM+Cm.NORRRM+Ac.NORRRM+Ks.NORRRM+Ns.NORRRM+Ru.NORRRM+Hm.NORRRM+Pf.
    NORRRM+Wo.NORRRM+Cs.NORRRM
210 DATA$FSSI<-Q.NORRRM-(Lc.NORRRM+(2*(Ne.NORRRM + Kp.NORRRM))/100)
211 write.table(DATA, file="DATAS.xls", sep="\t", row.names=F)

```

Muestra	CO-02 <sup>◇</sup>	CO-05 <sup>◇</sup>	CO-11 <sup>◇</sup>	CO-06 <sup>◇</sup>	CO-01 <sup>◇</sup>	CO-07 <sup>◇</sup>	CO-10 <sup>◇</sup>	CO-03 <sup>◇</sup>
Intrusivo	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR	CO-PR
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>	7.371	15.159	10.053	7.285	15.956	17.177	21.046	21.201
<i>Or</i>	16.111	20.972	16.737	16.551	20.618	22.160	21.451	21.043
<i>Ab</i>	28.735	28.876	31.214	30.780	29.447	27.804	29.623	31.029
<i>An</i>	23.817	17.921	20.445	22.203	18.482	17.972	18.134	15.988
<i>Ne</i>								
<i>Lc</i>								
<i>C</i>							0.126	
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	1.237	1.443	1.468	1.433	1.064	0.631		0.411
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	0.885	1.160	0.920	1.023	0.846	0.493		0.280
<i>En</i>	7.883	3.977	6.986	6.895	4.007	4.614	4.072	3.577
<i>Fs</i>	5.641	3.196	4.381	4.922	3.185	3.607	2.965	2.439
<i>Fo</i>								
<i>Fa</i>								
<i>Z</i>	0.030	0.035	0.024	0.038	0.032	0.043	0.029	0.032
<i>Mt</i>	3.313	2.584	2.972	3.243	2.475	2.617	1.882	1.892
<i>Il</i>	1.838	1.273	1.573	1.787	1.201	1.149	0.890	0.915
<i>Cm</i>	0.037	0.025	0.035	0.036	0.023	0.024	0.017	0.016
<i>Wo</i>								
<i>Cs</i>								
<i>Ap</i>	0.879	0.665	0.661	1.222	0.669	0.534	0.439	0.444
Sálico	76.063	82.963	78.473	76.858	84.535	85.156	90.408	89.293
Fémico	21.712	14.322	18.997	20.561	13.470	13.668	10.264	9.973
FSSI	7.371	15.159	10.053	7.285	15.956	17.177	21.046	21.201

Muestra	RE-03 <sup>◇</sup>	RE-01 <sup>◇</sup>	RE-04 <sup>◇</sup>	RE-05 <sup>◇</sup>	CO-08 <sup>◇</sup>	CO-09 <sup>◇</sup>	CO-13 <sup>◇</sup>	CA91701 <sup>Θ</sup>
Intrusivo	CP	CP	MO	MO	NB	NB	SR	PE
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>	18.911	21.108	7.616	18.302		33.604	22.700	
<i>Or</i>	23.431	23.474	22.049	20.314	16.445	8.270	21.593	20.749
<i>Ab</i>	26.221	25.625	31.961	27.187	34.933	30.447	34.732	10.914
<i>An</i>	18.139	17.504	18.425	20.164	20.113	8.185	11.911	20.588
<i>Ne</i>								6.687
<i>Lc</i>								
<i>C</i>								
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	0.215	0.254	1.052	0.284	3.576	2.553	0.124	6.821
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	0.186	0.228	0.802	0.249	2.419	2.161	0.092	4.951
<i>En</i>	4.409	3.855	6.019	4.521			2.761	
<i>Fs</i>	3.808	3.447	4.593	3.958			2.053	
<i>Fo</i>					4.440			3.375
<i>Fa</i>					3.310			2.700
<i>Z</i>	0.036	0.033	0.034	0.032	0.032	0.033	0.054	0.020
<i>Mt</i>	2.592	2.348	3.381	2.489	3.940	1.119	1.879	4.520
<i>Il</i>	1.118	1.068	1.350	1.249	2.397	0.924	1.199	2.116
<i>Cm</i>	0.024	0.021	0.030	0.022	0.044	0.023	0.014	0.083
<i>Wo</i>						7.557		
<i>Cs</i>								
<i>Ap</i>	0.492	0.533	0.743	0.672	1.365	0.250	0.653	1.898
Sálico	86.739	87.743	80.086	85.999	71.523	80.540	90.990	58.959
Fémico	12.843	11.754	17.971	13.445	21.492	14.587	8.776	26.464
FSSI	18.911	21.108	7.616	18.302	0.000	33.604	22.700	-0.214



Muestra	R2101 <sup>⊖</sup>	CA91706 <sup>⊖</sup>	CA81808 <sup>⊖</sup>	CA82202 <sup>⊖</sup>	CA91702 <sup>⊖</sup>	V1406 <sup>⊖</sup>	R2202 <sup>⊖</sup>
Intrusivo	PE	PE	PE	PE	PE	PE	PE
<b>Norma CIPW</b>							
<i>Q</i>							
<i>Or</i>	22.593	20.568	23.286	25.991	31.116	31.742	29.922
<i>Ab</i>	10.728	10.525	20.569	18.010	18.591	23.780	25.055
<i>An</i>	19.246	20.238	19.567	19.182	18.752	16.963	17.716
<i>Ne</i>	8.493	8.151	5.865	5.994	6.307	3.473	4.258
<i>Lc</i>							
<i>C</i>							
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	5.581	6.053	4.242	4.484	3.542	3.291	3.076
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	7.957	8.139	4.443	4.895	3.342	2.972	2.876
<i>En</i>							
<i>Fs</i>							
<i>Fo</i>	1.981	1.914	1.822	1.417	1.640	1.675	1.575
<i>Fa</i>	3.113	2.837	2.103	1.705	1.705	1.667	1.623
<i>Z</i>	0.039	0.034	0.029	0.025	0.025	0.016	0.023
<i>Mt</i>	5.497	5.137	4.300	4.374	3.907	3.920	3.860
<i>Il</i>	2.631	2.778	2.029	1.832	1.593	1.652	1.739
<i>Cm</i>	0.102	0.102	0.059	0.060	0.051	0.045	0.044
<i>Wo</i>							
<i>Cs</i>							
<i>Ap</i>	1.703	1.599	1.398	1.278	1.107	1.094	0.926
Sálico	56.098	55.516	69.316	69.201	74.791	75.974	76.975
Fémico	28.565	28.559	20.396	20.045	16.886	16.316	15.718
FSSI	-0.210	-0.203	-0.117	-0.120	-0.126	-0.069	-0.085

Muestra	V1601 <sup>⊖</sup>	CA42008 <sup>⊖</sup>	CA81806 <sup>⊖</sup>	CA12104 <sup>⊖</sup>	CA42001 <sup>⊖</sup>	CA42006 <sup>⊖</sup>	CA102103 <sup>⊖</sup>
Intrusivo	PE	PE	PE	PE	PE	PE	PE
<b>Norma CIPW</b>							
<i>Q</i>				0.087	1.040	1.575	14.235
<i>Or</i>	12.184	21.915	24.363	31.703	30.058	33.822	15.434
<i>Ab</i>	31.110	36.855	42.796	37.918	40.488	40.406	35.657
<i>An</i>	19.424	20.856	17.700	13.640	12.315	12.034	21.510
<i>Ne</i>	3.465	5.164					
<i>Lc</i>							
<i>C</i>							
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	4.387	1.087	1.803	2.064	2.533	1.954	1.010
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	3.383	1.700	1.858	2.276	2.365	1.752	1.382
<i>En</i>				1.157	0.652	0.354	1.855
<i>Fs</i>				1.275	0.609	0.318	2.538
<i>Fo</i>	4.240	1.162	1.072				
<i>Fa</i>	3.603	2.002	1.218				
<i>Z</i>	0.037	0.025	0.042	0.039	0.036	0.030	0.041
<i>Mt</i>	4.000	3.395	2.840	3.364	2.965	2.356	2.269
<i>Il</i>	1.974	1.360	1.234	1.300	1.258	1.071	1.173
<i>Cm</i>	0.065	0.036	0.029	0.031	0.029	0.023	0.016
<i>Wo</i>							
<i>Cs</i>							
<i>Ap</i>	1.171	0.569	0.598	0.705	0.585	0.454	0.475
Sálico	66.220	84.815	84.901	83.386	83.938	87.868	86.876
Fémico	22.824	11.311	10.652	12.173	10.996	8.282	10.719
FSSI	-0.069	-0.103	0.000	0.087	1.040	1.575	14.235

Muestra	CA51907 <sup>⊖</sup>	CA82201 <sup>⊖</sup>	R2009 <sup>⊖</sup>	RO-05 <sup>⊕</sup>	RO-20 <sup>⊕</sup>	RG-04★	RO-14 <sup>⊕</sup>	RO-24 <sup>⊕</sup>
Intrusivo	PE	PE	PE	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>	15.292	21.631	24.077					23.677
<i>Or</i>	23.010	30.687	29.834		18.931	18.797	18.372	14.994
<i>Ab</i>	37.420	39.200	38.465		0.944	5.682	5.545	16.002
<i>An</i>	15.772	6.264	5.460	13.069	17.597	16.381	15.284	11.153
<i>Ne</i>				16.045	11.939	9.588	14.222	
<i>Lc</i>				16.965				
<i>C</i>		0.156						5.514
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	0.513			7.937	7.839	8.516	7.895	4.951
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	0.629			8.380	7.498	5.824	6.959	
<i>En</i>	1.462	0.727	0.620					
<i>Fs</i>	1.795	0.822	0.476					1.845
<i>Fo</i>				6.682	3.444	5.156	2.697	1.826
<i>Fa</i>				7.774	3.631	3.886	2.620	0.029
<i>Z</i>	0.035	0.029	0.026	0.049	0.040	0.028	0.030	4.580
<i>Mt</i>	1.740	0.765	0.593	5.977	5.167	4.452	5.151	1.720
<i>Il</i>	0.773	0.331	0.322	2.891	2.314	2.098	2.215	0.066
<i>Cm</i>	0.014	0.009	0.009	0.121	0.092	0.088	0.083	
<i>Wo</i>								
<i>Cs</i>				2.549				
<i>Ap</i>	0.382	00.146	0.169	2.655	2.217	1.105	1.603	1.430
Sálico	91.529	97.969	97.863	27.728	49.451	50.476	53.453	65.854
Fémico	7.307	2.801	2.189	44.966	32.201	31.125	29.222	21.932
FSSI	15.292	21.631	24.077	-17.286	-0.239	-0.192	-0.284	-0.223

Muestra	RO-13 <sup>▣</sup>	RO-01 <sup>▣</sup>	RO-07 <sup>▣</sup>	RG-02★	RJ-17★	RJ-13★	RO-11 <sup>▣</sup>	RO-15 <sup>▣</sup>
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>								
<i>Or</i>	29.568	25.910	28.671	13.621	26.014	17.699	25.166	31.311
<i>Ab</i>	15.877	18.435	16.052	42.292	26.567	28.697	33.276	34.288
<i>An</i>	13.130	15.223	14.774	16.189	17.712	20.924	15.940	16.567
<i>Ne</i>	11.566	8.151	9.413	3.681	5.417	6.121	7.063	7.230
<i>Lc</i>								
<i>C</i>								
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	5.122.122	5.152	5.209	2.089	3.579	3.591	3.058	1.326
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	4.438.438	3.978	3.980	1.844	3.512	3.518	3.023	2.036
<i>En</i>								
<i>Fs</i>								
<i>Fo</i>	1.042	2.540	2.041	3.577	1.296	1.947	0.407	0.097
<i>Fa</i>	0.995	2.161	1.719	3.479	1.401	2.102	0.443	0.164
<i>Z</i>	0.035	0.023	0.031	0.033	0.040	0.043	0.035	0.052
<i>Mt</i>	4.550	4.461	4.437	3.827	3.679	3.772	3.122	2.336
<i>Il</i>	1.640	1.604	1.581	1.462	1.487	1.589	1.224	0.875
<i>Cm</i>	0.056	0.061	0.060	0.043	0.039	00.048	0.032	0.024
<i>Wo</i>								
<i>Cs</i>								
<i>Ap</i>	1.286	1.025	1.027	1.218	0.979	1.161	0.598	0.195
Sálico	70.176	67.741	68.941	75.816	75.750	73.483	81.480	89.448
Fémico	19.128	20.983	20.052	17.539	15.972	17.728	11.907	7.054
FSSI	-0.231	-0.163	-0.188	-0.074	-0.108	-0.122	-0.141	-0.145

Muestra	RJ-15★	RO-09 <sup>▣</sup>	RO-08 <sup>▣</sup>	RO-25 <sup>▣</sup>	RRO-26 <sup>▣</sup>	RG-04b★	RJ-20★	RO-21 <sup>▣</sup>
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>						8.858	0.206	
<i>Or</i>	28.468	32.489	32.146	37.509	41.532	31.434	24.888	35.356
<i>Ab</i>	39.677	34.370	36.318	32.933	26.885	27.725	42.393	36.508
<i>An</i>	9.430	8.359	13.374	14.109	2.481	9.895	14.135	14.490
<i>Ne</i>	4.324	15.247	9.715	5.375	25.667			5.624
<i>Lc</i>								
<i>C</i>								
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	2.458	0.830	0.917	1.553	0.444	4.448	2.684	1.063
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	1.863	1.252	1.372	1.300	0.405	3.058	2.317	1.329
<i>En</i>							1.630	
<i>Fs</i>							1.407	
<i>Fo</i>	1.440			0.352				0.132
<i>Fa</i>	1.203			0.325				0.182
<i>Z</i>	0.032	0.055	0.035	0.030	0.084	0.027	0.052	0.038
<i>Mt</i>	3.543	1.809	1.665	2.119	1.081	2.138	3.122	1.849
<i>Il</i>	1.190	0.596	0.591	0.775	0.210	0.892	1.158	0.658
<i>Cm</i>	0.035	0.017	0.015	0.022	0.008	0.025	0.033	0.016
<i>Wo</i>		2.715	1.364		0.255	2.760		
<i>Cs</i>								
<i>Ap</i>	0.819	0.123	0.131	0.306	0.068	0.803	0.758	0.159
Sálico	81.932	90.520	91.588	89.955	96.649	77.940	81.674	92.016
Fémico	12.552	7.343	6.055	6.752	2.472	14.125	13.109	5.388
FSSI	-0.086	-0.305	-0.194	-0.107	-0.513	8.858	0.206	-0.112

Muestra	RJ-16★	RO-22 <sup>▣</sup>	RG-09★	RO-27 <sup>▣</sup>	RO-12 <sup>▣</sup>	RO-19 <sup>▣</sup>	RO-18 <sup>▣</sup>	RO-23 <sup>▣</sup>
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>	5.530		6.930			2.239	1.885	0.638
<i>Or</i>	21.353	31.001	18.996	36.067	26.233	26.723	25.500	29.222
<i>Ab</i>	43.463	40.305	42.798	37.361	46.795	43.129	45.936	46.197
<i>An</i>	16.263	15.886	16.898	9.711	11.716	14.560	13.274	15.916
<i>Ne</i>		4.150		1.703	4.861			
<i>Lc</i>								
<i>C</i>								
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	1.624	1.120	1.269	3.265	1.334	1.666	1.808	0.753
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	1.563	1.550	1.122	1.847	1.860	1.910	1.831	0.761
<i>En</i>	1.469		2.853			0.866	0.935	0.945
<i>Fs</i>	1.413		2.523			0.993	0.946	0.956
<i>Fo</i>		0.125						
<i>Fa</i>		0.191						
<i>Z</i>	0.053	0.042	0.038	0.033	0.045	0.043	0.036	0.026
<i>Mt</i>	2.378	1.883	2.446	2.367	2.082	2.663	2.602	1.939
<i>Il</i>	1.065	0.666	0.928	1.039	0.781	1.032	0.981	0.782
<i>Cm</i>	0.021	0.016	0.021	0.021	0.020	0.020	0.021	0.020
<i>Wo</i>				0.459	0.797			
<i>Cs</i>								
<i>Ap</i>	0.494	0.188	0.679	0.645	0.194	0.476	0.458	0.221
Sálico	86.663	91.384	85.661	84.874	89.650	86.694	86.631	91.999
Fémico	10.026	5.740	11.841	9.643	7.068	9.626	9.582	6.378
FSSI	5.530	-0.083	6.930	-0.034	-0.097	2.239	1.885	0.638



Muestra	RJ-18★	RO-29 <sup>▣</sup>	RJ-14★	RJ-12★	RO-28 <sup>▣</sup>	RO-17 <sup>▣</sup>	RO-16 <sup>▣</sup>	RJ-19★
Intrusivo	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO	RO
<b>Norma CIPW</b>								
<i>Q</i>	1.069		2.922	5.797				9.183
<i>Or</i>	24.377	31.962	21.477	20.524	42.856	43.531	50.559	33.526
<i>Ab</i>	51.964	48.424	52.902	47.220	41.705	42.124	41.495	46.091
<i>An</i>	11.545	8.745	10.419	14.288	8.973	6.632		5.740
<i>Ne</i>		2.379			2.586	2.931	1.876	
<i>Lc</i>								
<i>C</i>								
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	1.552	1.269	1.819	1.745	0.555	0.782	1.513	0.556
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	1.636	1.261	1.238	1.647	0.449	0.499	0.486	0.559
<i>En</i>	0.516		1.365	0.818				0.530
<i>Fs</i>	0.544		0.930	0.772				0.533
<i>Fo</i>					0.093			
<i>Fa</i>					0.083			
<i>Z</i>	0.065	0.030	0.043	0.056	0.038	0.032	0.047	0.052
<i>Mt</i>	2.257	1.759	2.262	2.177	1.055	0.966	1.151	1.436
<i>Il</i>	0.794	0.728	0.894	0.970	0.402	0.493	0.401	0.463
<i>Cm</i>	0.017	0.017	0.016	0.019	0.008	0.008	0.019	0.011
<i>Wo</i>		0.582				0.502	0.766	
<i>Cs</i>								
<i>Ap</i>	0.341	0.173	0.469	0.435	0.062	0.124	0.161	0.166
Sálico	89.021	91.539	87.763	87.886	96.159	95.250	93.277	94.592
Fémico	7.656	5.790	8.994	8.583	2.707	3.374	4.498	4.254
FSSI	1.069	-0.048	2.922	5.797	-0.052	-0.059	-0.038	9.183

Muestra	RG-07★	CO-14 <sup>Θ</sup>	CO-15 <sup>Θ</sup>	CO-17 <sup>Θ</sup>	CO-18 <sup>Θ</sup>
Intrusivo	RO	MR	MR	MR	SA
<b>Norma CIPW</b>					
<i>Q</i>	39.140	4.913	1.343		9.398
<i>Or</i>	35.498	23.557	13.982	27.209	23.477
<i>Ab</i>	17.781	36.479	38.934	41.192	32.406
<i>An</i>	1.454	18.593	19.555	15.922	17.067
<i>Ne</i>				1.489	
<i>Lc</i>					
<i>C</i>					
<i>Di<sub>Mg</sub></i>	0.575	1.536	2.950	1.982	1.558
<i>Di<sub>Fe</sub></i>	0.203	1.549	2.609	1.880	1.073
<i>En</i>		2.636	4.677		4.528
<i>Fs</i>		2.658	4.136		3.120
<i>Fo</i>				0.804	
<i>Fa</i>				0.840	
<i>Z</i>	0.010	0.057	0.019	0.038	0.028
<i>Mt</i>	0.266	2.963	3.612	2.650	2.593
<i>Il</i>	0.238	1.188	1.488	0.993	1.051
<i>Cm</i>	0.004	0.030	0.044	0.023	0.031
<i>Wo</i>	3.921				
<i>Cs</i>					
<i>Ap</i>	0.046	0.665	0.909	0.387	0.874
Sálico	93.882	83.600	73.834	85.850	82.376
Fémico	5.253	13.224	20.425	9.558	14.829
FSSI	39.140	4.913	1.343	-0.030	9.398

## **Anexo IV**

### **Datos de relaciones isotópicas del CICO**

---

**Tabla A4.1:** Localización e información de las relaciones isotópicas Sm, Nd y Sr de las muestras colectadas en el CICO.

Muestra	Int	Composición (ppm)			Composición (ppm)							$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}_i$
		Nd	Sm	$^{147}\text{Sm} / ^{146}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon\text{Nd}_i$	$T_{(DM)}$	Rb	Sr		
CO-07	PR	24.2	4.5	0.1142	0.512636	0.512636	0.512618	0.62	636.97	130.3	431.5	0.705487	0.704991
CO-06	PR	37.3	6.8	0.1105	0.512634	0.512634	0.512617	0.59	617.52	89.3	757.8	0.705116	0.704922
CO-01	CO	24.9	4.6	0.1136	0.512624	0.512624	0.512606	0.30	650.95	101.3	498.2	0.705383	0.705049
CO-10	CO	28.2	5.0	0.1080	0.512590	0.512590	0.512573	-0.24	664.38	99.7	416.4	0.705627	0.705234
CO-05	PR	27.1	5.1	0.1138	0.512603	0.512603	0.512585	-0.02	683.19	104.4	508.3	0.705183	0.704846
CO-11	CO	30.4	6.3	0.1260	0.512581	0.512581	0.512561	-0.48	810.37	86.0	575.3	0.705268	0.705022
CO-03	CO	31.4	5.5	0.1062	0.512552	0.512552	0.512536	-0.98	705.27	97.4	471.0	0.705686	0.705346
RE-01	CP	37.5	5.8	0.0941	0.512613	0.512613	0.512598	0.23	561.79	139.3	521.4	0.705592	0.705154
RE-04	MO	23.4	4.6	0.1191	0.512590	0.512590	0.512572	-0.28	738.58	137.7	504.3	0.705723	0.705275
CO-08	NB	39.1	8.0	0.1237	0.512720	0.512720	0.512702	2.16	565.05	88.8	866.9	0.704734	0.704582
CO-09	NB	17.5	3.6	0.1238	0.512496	0.512496	0.512478	-2.20	931.27	45.6	181.6	0.708154	0.707782
CO-13	SR	38.2	5.9	0.0946	0.512562	0.512562	0.512551	-0.89	626.28	100.7	792.2	0.705472	0.705305
V1601	PE	50.0	10.2	0.1325	0.512876	0.512876	0.512837	5.76	346.36	112.8	2259.9	0.703622	0.703469
CA12104	PE	34.4	6.6	0.1258	0.512818	0.512818	0.512781	4.67	416.06	139.8	1151.6	0.703986	0.703613
CA51907	PE	22.2	4.0	0.1191	0.512769	0.512769	0.512734	3.76	463.24	133.5	776.2	0.704444	0.703914
R2009	PE	10.6	1.9	0.1162	0.512752	0.512752	0.512717	3.44	475.91	102.2	474.0	0.704585	0.703921
RO-12	RO	62.2	11.3	0.1101	0.512873	0.512873	0.512839	5.93	278.71	113.9	2550.0	0.703822	0.703675
RJ-13	RO	50.3	10.0	0.1209	0.512849	0.512849	0.512811	5.39	346.88	74.3	2382.3	0.703633	0.703531
RO-19	RO	42.9	8.3	0.1175	0.512821	0.512821	0.512784	4.86	378.00	134.2	1398.2	0.704087	0.703771
RO-29	RO	37.8	6.9	0.1108	0.512805	0.512805	0.512770	4.60	376.33	112.1	1793.0	0.703820	0.703615
RG-04	RO	31.0	7.2	0.1401	0.512789	0.512789	0.512745	4.09	549.37	82.3	717.0	0.704772	0.704395
RJ-20	RO	43.6	8.4	0.1171	0.512766	0.512766	0.512729	3.78	459.14	46.0	1000.7	0.704026	0.703875
RG-07	RO	3.5	0.6	0.1042	0.512641	0.512641	0.512608	1.43	573.95	117.1	269.5	0.706833	0.705050
CO-14	MR	37.2	7.0	0.1146	0.512721	0.512721	0.512685	2.92	514.31	134.2	1143.5	0.704483	0.704098
CO-15	MR	36.0	5.1	0.0859	0.512727	0.512727	0.512700	3.23	395.30	120.9	957.8	0.704333	0.703918
CO-18	SA	23.1	4.7	0.1231	0.512752	0.512752	0.512720	3.24	510.08	118.5	822.8	0.704470	0.704086